

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**

Geografie (N1301)  
Fyzická geografie a geoekologie



**Bc. Daniel Maňhal**

Extrémní denní amplitudy teploty vzduchu v ČR v letech 1961-2007  
Extreme daily temperature range in Czechia in 1961-2007

Diplomová práce

Vedoucí práce:  
RNDr. Lucie Pokorná PhD.

Praha, 2018

## **Zadání diplomové práce**

### **Název práce**

*Extrémní denní amplitudy teploty vzduchu v ČR v letech 1961-2007*

### **Cíle práce**

*Cílem práce je vyhledat případy extrémní denní amplitudy teploty vzduchu v České republice na jednotlivých stanicích během prodloužené zimní sezóny. Případy poté analyzovat na jednotlivých stanicích zjistit četnosti výskytu případů v jednotlivých měsících a posoudit vliv nadmořské výšky, sněhové pokrývky a oblačnosti na velikost extrémních DTR. Případy dále analyzovat z hlediska plošného rozsahu a cirkulačních příčin. Tyto poznatky porovnat s doposud publikovanými pracemi, které se týkají dané problematiky, analyzovaly však jiné regiony nebo starší časová období.*

### **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

*Studovaná oblast zahrnuje celou Českou republiku, pro kterou jsou k dispozici denní data z 49 stanic. Extrémní denní amplitudy teploty vzduchu budou vybrány na základě údajů o maximální a minimální teplotě vzduchu na jednotlivých stanicích, dále budou použity hodnoty výšky sněhové pokrývky a délka trvání slunečního svitu za období 1961-2007. Extrémní případy DTR budou vymezeny nad 95 percentilem DTR na každé stanici; zvlášť budou analyzovány společné případy, které se vyskytnou na 100 % všech stanic. Vliv výšky sněhové pokrývky a slunečního svitu bude odhadován pomocí rozdělení případů na dny s a bez sněhové pokrývky a na dny s velkou oblačností (délkou slunečního svitu max 1 hod/den) a malou oblačností (délkou slunečního svitu min 8 hod/den). Bude provedena i základní analýza cirkulačních příčin extrémních DTR pomocí vybrané typizace povětrnostních situací.*

Datum zadání: 17. ledna 2017

Jméno studenta: Bc. Daniel Maňhal

Podpis studenta: .....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Lucie Pokorná, Ph.D.

Podpis vedoucího práce: .....

### **Čestné prohlášení**

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci na téma *Extrémy denní amplitudy teploty vzduchu v ČR v letech 1961-2007* vypracoval samostatně pod odborným dohledem vedoucí diplomové práce RNDr. Lucie Pokorné Ph.D. za použití odborných zdrojů uvedených v příložené bibliografii.

V Praze dne .....

.....

Podpis autora

## **Poděkování**

Zde bych chtěl poděkovat především vedoucí práce RNDr. Lucii Pokorné, Ph.D. za cenné rady, připomínky a celkovou trpělivost při zpracovávání diplomové práce. Dále bych chtěl poděkovat své rodině, která pro mě byla oporou po celou dobu studia.

## ***Abstrakt***

Tato práce se zabývá extrémní denní amplitudou teploty vzduchu (DTR) v České republice v letech 1961-2007 za rozšířené zimní období prostřednictvím analýzy denních klimatologických dat ze 49 klimatologických stanic. Cílem práce bylo najít rozložení extrémně vysoké DTR v jednotlivých měsících a popsat vliv oblačnosti, sněhové pokrývky a nadmořské výšky na velikosti extrémní DTR. Následně identifikovat typy synoptických situací, při kterých extrémní DTR nastává. Za sledované období bylo celkem detekováno 1746 dní s výskytem extrémní DTR alespoň na jedné stanici; přitom nejčastěji se extrémy objevily v březnu při anticyklonálních situacích. Při výskytu výrazného proudění převažoval v cyklonálních situacích západní směr, naopak při anticyklonálních situacích převažoval směr východní. Nejvyšší hodnoty extrémní DTR se obecně vyskytovaly v nížinách; s rostoucí nadmořskou výškou hodnoty extrémní DTR klesají. Sněhová pokrývka na většině stanic snižovala hodnoty extrémní DTR, průměrně o 0,2 °C. Obdobný efekt měla oblačnost, kdy při zatažené obloze (délce trvání slunečního svitu méně než 1 hod/den) byla extrémní DTR v průměru o 0,5 °C nižší než za slunečného počasí. Získané poznatky lze uplatnit v agrometeorologii (např. při výběru vhodné plodiny pro dané stanoviště), ale i pro operativní předpověď počasí (zejména Biometeorologickou předpověď).

*Klíčová slova:* Česká republika, denní amplituda teploty (DTR), nadmořská výška, synoptická situace, teplota vzduchu

## ***Abstract***

This thesis deals with the extreme daily temperature range (DTR) during the period 1961-2007 for the extended winter season, based on an analysis of the daily series from 49 climatological stations in the Czech Republic. The aim of the research was to find the frequency of the extreme DTR in the individual months and describe the effect of the sunshine, the snow cover and the altitude on the magnitude of the extreme DTR. Moreover, the work focused on the identification of typical synoptic situations, during the days with extreme DTR. During the study period, 1746 days with extreme DTR were detected at least at one climatological station. The extreme DTR occurred most often in March in the anticyclonic situations. During the days with strong wind, the eastern flow direction prevailed anticyclonic situations whereas the western direction prevailed cyclonic situations. The highest values of the extreme DTR generally occurred in the lowlands since the magnitude of extreme DTR decreased with increasing altitude. In general, the values of extreme DTR were reduced (by 0,2 °C on average) during the days with snow cover. Cloud cover had a similar effect, the mean difference of extreme DTR between cloudy days (defined as days with sunshine duration less than 1 h/day) and sunny days was 0,5 °C. The acquired knowledge in the thesis might be used in the agrometeorology (e.g. selecting a crop which is suitable for a given habitat), and also operational weather forecast (i.e. Biometeorological forecast).

***Keywords:*** air temperature, altitude, Czech Republic, daily temperature range (DTR), synoptic situation

## Obsah

1. Úvod.....	10
2. Rešerše .....	11
2.1. Amplituda teploty vzduchu .....	11
2.1.1. Amplituda DTR v ČR v průběhu kalendářního roku.....	13
2.2. Denní a roční chod teploty vzduchu.....	15
2.3. Vliv oblačnosti a slunečního svitu na DTR.....	17
2.4. Vliv tepelného ostrova města na DTR .....	18
2.5. Vliv reliéfu na DTR .....	19
2.6. Vliv inverze teploty na DTR .....	21
2.7. Vliv cirkulace na DTR .....	23
2.7.1. Manuální katalogy povětrnostních situací .....	23
2.7.2. Automatické (objektivní) katalogy povětrnostních situací .....	24
2.8. Vzduchové hmoty .....	25
2.8.1. Advekce VH .....	26
2.8.2. Radiačně-advekční příčiny extrémních DTR .....	28
2.9. Globální stmívání a rozjasnění.....	28
2.10. Vývojové trendy DTR .....	29
3. Data a metody .....	32
3.1. Staniční data .....	32
3.2. Metody výzkumu .....	34
3.2.1. Příprava, třídění a odvození extrémních hodnot DTR.....	34
3.2.2. Členění stanic.....	35
3.2.3. Metoda porovnávání 2 stanic .....	36
3.2.4. Výběr společných případů .....	36
3.2.5. Směry synoptických typů.....	37
3.2.6. Sluneční svit a sněhová pokrývka.....	37
3.2.7. Tvorba mapových výstupů.....	38
4. Zájmové území .....	39
4.1. Fyzicko-geografická charakteristika Česka .....	40
4.2. Specifické DTR na vybraných stanicích .....	42
5. Extrémní případy DTR za zimní období v Česku.....	43
5.1. Výskyt extrémních případů DTR .....	43

5.2.	Závislost DTR na synoptické situaci.....	49
5.3.	Směry proudění při synoptických situacích .....	52
5.4.	Vliv slunečního svitu a sněhové pokrývky na extremitu DTR .....	54
5.4.1.	Vliv slunečního svitu .....	55
5.4.2.	Vliv sněhové pokrývky .....	58
5.5.	Porovnání vybrané dvojice stanic .....	61
5.6.	Vybraný advekční a radiační případ .....	63
6.	Diskuze .....	67
7.	Závěr .....	71
	Seznam použité literatury: .....	73
	Seznam internetových zdrojů: .....	76
	Seznam tabulek: .....	77
	Seznam grafů: .....	77
	Seznam obrázků: .....	78
	Seznam map: .....	78
	Seznam příloh: .....	79



**Použité zkratky:**

*DTR – denní amplituda teploty vzduchu*

*DJF – zimní období (prosinec, leden, únor)*

*MAM – jarní období (březen, duben, květen)*

*JJA – letní období (červen, červenec, srpen)*

*SON – podzimní období (září, říjen, listopad)*

*AC – anticyklonální situace*

*C – cyklonální situace*

*SSVIT – délka trvání sluneční svit*

*Tp – průměrná teplota vzduchu*

*TpMAX – průměrná maximální teplota vzduchu*

*TpMIN – průměrná minimální teplota vzduchu*

*VH – vzduchové hmoty*

*ČHMÚ – Český hydrometeorologický ústav*

## **1. Úvod**

Tato diplomová práce se zabývá problematikou extrémních denních amplitud teploty vzduchu v České republice za období 1961-2007. Téma diplomové práce se zaměřuje na jev, který je zatím neprobádaný jak v České republice, tak i v rámci celé Evropy. Veškeré již dostupné publikace a vědecké články, které se zabývají výzkumem DTR, se totiž věnují jen průměrným hodnotám DTR nebo jejich trendům.

Ze zvoleného období jsou vybrány pouze zimní sezóny a měsíc březen, který je dobrým předpokladem pro porovnání změn v čistě zimním období s časným začátkem jara. Tento výzkum se zabývá pouze extrémně vysokými amplitudami teploty. Hodnoty denní teplotní amplitudy se v průběhu roku mění v závislosti na ročním období. Hodnota DTR je obecně závislá na charakteru počasí, který může být v rámci území ČR odlišný. Lokálními příčinami mohou být odlišná minima teploty vzduchu brzy ráno zejména v horských oblastech. Jednotlivé extrémní situace nastávají ze dvou příčin, jednak vlivem advekce, kterou lze chápat jako přechod výrazné atmosférické fronty, charakterizované velkým teplotním gradientem. Anebo vlivem radiace, kdy za bezoblačné oblohy teploty v nočních hodinách výrazně klesají a zároveň ve dne vlivem slunečního svitu teploty vzduchu dosahují vysokých hodnot.

Cílem práce je nalézt, porovnat a zhodnotit extrémně vysoké případy DTR na vybraných stanicích během zimního období, vyhodnotit jejich charakteristiky v jednotlivých měsících a určit meziroční variabilitu. Dále zjistit vliv nadmořské výšky stanic na extrémní hodnotu DTR. Posoudit vliv výskytu sněhové pokrývky a slunečního svitu na extrémní hodnotu DTR z vybraných stanic a určit typické synoptické situace, při kterých jsou vysoké DTR dosahovány. Z typických synoptických situací určit převládající směr proudění pro příslušné kategorie nadmořské výšky. Vybrat extrémní společné případy s příslušnými kategoriemi nadmořských výšek a celkově ze všech stanic. Zvolit a podrobně popsat dva případy extrémně vysoké DTR, jednak při vlivu advekce a při radiačním charakteru počasí. Uvedené synoptické situace jsou přiřazovány (klasifikovány) z manuálního katalogu povětrnostních situací pro ČSSR od J. Brádky z roku 1968, který je s určitým rozšířením platný do současné doby.

V kapitole 2. je uvedena rešerše, která vysvětluje základní pojmy a shrnuje poznatky o extrémních hodnotách DTR publikované v české i zahraniční odborné literatuře. Popisuje různé mechanismy, které vedou k výraznému rozdílu mezi maximální a minimální denní teplotou. Další část jsou představují data a metody výzkumu

(kapitola 3.), kde jsou informace zejména o výběru klimatických stanic. Podkapitola metodického postupu blíže vysvětluje základní výběr a třídění dat, rozdělení stanic dle nadmořské výšky, výpočet různých statistických charakteristik a použité grafické metody. Navazující kapitola 4 je zaměřena na komplexní fyzicko-geografický přehled charakterizující Českou republiku. Obsahuje přehlednou tabulku stanic, shrnující geografickou polohu stanic a jejich nadmořskou výšku společně s maximální DTR dosaženou na jednotlivých stanicích v rámci vybraného období. Součástí je také mapa s polohou a reliéfem stanic. Kapitola 5. obsahuje vlastní výzkum extrémně vysokých případů DTR, jejich závislost na nadmořské výšce a na dalších sledovaných prvcích. Výsledky jsou prezentovány prostřednictvím různých typů grafů, tabulek ale také pro čtenáře více srozumitelných mapových výstupů. Diskuzní část práce (kapitola 6.) má za cíl shrnout nejvýznamnější poznatky, ale také nedostatky výzkumu, či případné pokračování a navázání na současné výsledky práce. Poslední kapitolou je závěr, kde jsou zhodnoceny výsledky výzkumu.

### *Teoretická část*

## **2. Rešerše**

### **2.1. Amplituda teploty vzduchu**

Denní amplituda teploty vzduchu, uváděna jako denní teplotní rozsah, dále uváděno jako DTR<sup>1</sup>), je definována jako rozdíl mezi maximální a minimální denní teplotou změřenou za jeden den (Vysoudil, 2004; Makowski a kol., 2009). Podle ČHMÚ je denní maximum/minimum teploty vzduchu definováno jako nejvyšší/nejnižší teplota v intervalu od 21:00 (SMSČ<sup>2</sup>) jednoho dne do 21:00 (SMSČ) dne následujícího. Obecný průběh teploty vzduchu během dne s vyznačením denních extrémů a denní amplitudy teploty vzduchu znázorňuje obr. 1. Denní minimum je pak spjato se zápornou radiační bilancí, zatímco denní maximum je převážně určeno množstvím dopadajícího krátkovlnného záření. Čárkovaně je pak znázorněn v ideálním případě průběh teploty za radiačního působení<sup>3</sup>. Z publikace Atlasu podnebí Česka (Tolasz, 2007) vyplývá, že průměrné měsíční amplitudy teploty vzduchu se během roku nijak výrazně nemění. To však neplatí v situacích u denních amplitud teploty vzduchu, které se dosahují vyšších hodnot a výrazně závisí na vlastnostech reliéfu.

---

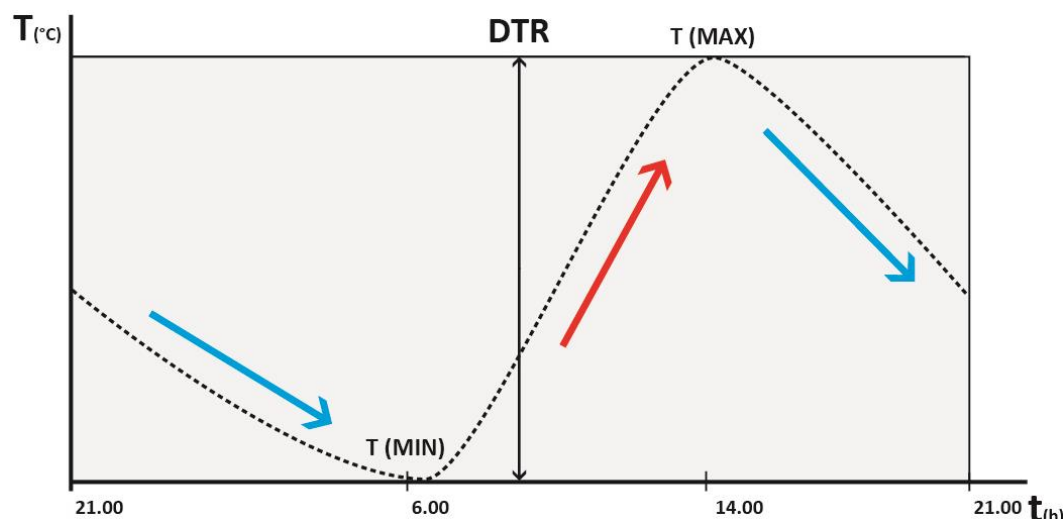
<sup>1</sup> DTR = diurnal temperature range (denní teplotní rozsah ve [°C])

<sup>2</sup> střední místní sluneční čas

<sup>3</sup> Liší se od advekčního charakteru počasí, kde minimum (maximum) teploty vzduchu může nastávat v jinou část dne.

Je známo, že DTR od 50. let 20. století klesá v celosvětovém měřítku kvůli silnému zvyšování denních minim, jak uvádí autoři (Karl a kol., 1984; Karl a kol., 1993). Avšak podle zprávy IPCC (2013) počátkem 80. let 20. století až do současnosti celosvětově hodnota DTR roste vlivem globálního rozjasnění (viz. kap. o glob. stmívání a rozjasnění). Kromě denní amplitudy teploty vzduchu se v literatuře často setkáváme s méně používanými měsíčními ale hlavně ročními průměry, které se používají ke zjištění změny klimatu vlivem citlivosti na změny radiační energetické rovnováhy (Karl a kol., 1991; Karl a kol., 1993; Dai a kol., 1999). Od předešlých sledovaných hodnot se liší tím, že jsou měsíční (roční) amplitudy vzduchu, vypočítané jako rozdíl maximální a minimální teploty za jeden měsíc (rok). DTR dále obsahuje velmi užitečné informace o skleníkovém efektu a slunečním záření (Wild a kol., 2007; Makowski a kol., 2008; Makowski a kol., 2009) a je také důležitým ukazatelem změny klimatu.

Rizika vysokých DTR hlavně v zimním období mohou mít vliv jak na společnost, tak na přírodní složku. Dle ČHMÚ prudké poklesy teplot působí negativně na osoby s méně přizpůsobivým termoregulačním systémem organismu<sup>4</sup>. Vysoké DTR ke konci zimního období jsou rizikem pro vegetaci (zemědělské plodiny), zejména na jaře (rašení rostlin), kdy panují vyšší teploty vzduchu a následným prudkým poklesem teplot v nočních hodinách mohou dané rostliny zmrznout. Prach a kol. (2009) uvádějí při vysokých hodnotách DTR pomrznutí bučin v Beskydech, právě při situaci na přelomu roků 1978/1979. Dále zmiňují vliv těchto extrémů v minulosti, (zejména v dobách ledových) na znovu utváření konkurenčně slabších biotů na příkladu opadavého lesa.



Obr. 1. Schematické znázornění denní amplitudy teploty vzduchu (21.00 SEČ do 21.00 SEČ následujícího dne). Modrá šipka značí dlouhovlnné ochlazování povrchu a červená šipka značí radiační oteplování. (upraveno dle Makowski, 2009)

<sup>4</sup> celkově starší osoby se srdečně-cévními chorobami nebo lidé s nemocemi dýchacího ústrojí

Lokálně extrémně vysoké případy DTR se v rámci Česka nejčastěji vyskytují právě v zimním období, a to zpravidla na Šumavských mrazových kotlinách (Pohoří na Šumavě či Horská Kvilda), či v menší míře Novohradských a Krušných horách (Jelení) a v neposlední řadě konkrétně na stanici Vyšší Brod. Právě zde se nacházejí největší extrémy, kdy teplota přes den dosáhne i kladných hodnot, ale v nočních, případně časně ranních hodinách tato hodnota může přesáhnout  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Čili DTR zde může dosahovat i více než  $35\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Handžák, 2015). Avšak tyto lokální případy horských stanic nejsou z důvodu krátkých časových řad pozorování ve výzkumu zahrnuty.

### ***2.1.1. Amplituda DTR v ČR v průběhu kalendářního roku***

Hodnoty DTR a jejich změny v ročních obdobích zachycuje (Tolasz, 2007) v Atlase podnebí Česka, a to v jednotlivých měsících znázorněné na mapě České republiky. Mapy jsou vytvořeny z dat teplotních charakteristik, do které bylo zahrnuto 311 stanic za období 1961-2000. Jak uvádí autor, tak amplitudy mají jen mírný roční chod<sup>5</sup>, který dále závisí na vlastnostech terénu a je popsán níže pro jednotlivá roční období. Znázorněnou charakteristikou jsou měsíční průměrné hodnoty denní amplitudy teploty vzduchu. Obecně platí, že průměrné denní amplitudy vzduchu jsou nižší v zimních měsících. Nejvyšší hodnoty jsou v jarních, letních a podzimních měsících lišících se jen velmi málo (v průměrném rozmezí  $7\text{--}13\text{ }^{\circ}\text{C}$  v rámci měsíců). Výrazná změna nastává v „předzimním“ a zimním období, kdy průměrné hodnoty DTR nejsou tak vysoké jako v předešlých případech (v rozmezí  $4\text{--}9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). V zimních měsících se ještě vyskytují jednotlivé oblasti nečekaně zvýšených hodnot DTR.

Pro zimní období (DJF) jsou nejvyšší hodnoty průměrných DTR zaznamenány v oblasti Šumavy, případně Šumavského podhůří, kde mohou být pravděpodobně způsobeny tzv. „fénovým efektem“, který je charakteristický právě pro vyšší horské překážky. Pohoří nutí chladný vzduch vystupovat na návětrné straně až do výšky hřebenu, ze začátku podle sucha adiabatického gradientu<sup>6</sup>. V určitém místě výstupu začne vodní pára v chladném vzduchu kondenzovat, přitom do vzduchu uvolňuje teplo a při dalším výstupu se ochlazuje již pouze podle nasyceně adiabatického gradientu<sup>7</sup>. Při vypadávání srážek na návětrné straně a následném přetečení a sestupu vzduchu s výrazně nižším obsahem vodní páry se z nasyceného vzduchu stává vzduch suchý a již

---

<sup>5</sup> Řád jednotek stupňů Celsia

<sup>6</sup> Stoupající suchý vzduch se ochlazuje podle sucha adiabatického gradientu cca  $1^{\circ}/100\text{ m}$

<sup>7</sup> Vystupující nasycený vzduch se ochlazuje o cca  $0,65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$

se otepluje podle sucho adiabatického gradientu<sup>8</sup> (Roth, 2000). Tento jev je možné pozorovat převážně v zimním období a vede k výraznému oteplení v údolích na závětrné straně Šumavy. Dalším specifikem mohou být tzv. „mrazové kotliny“ (viz kap. 2.5) typické pro tuto oblast, které jsou charakteristické extrémně nízkými nočními teplotami. K tomuto jevu se dále mohou přidávat výškové inverze teploty, kdy v nížinách pozorujeme menší „zhlazený“ denní chod teplot, oproti vyšším polohám. V oblasti Šumavy jsou výsledné průměrné měsíční hodnoty DTR i přes 8 °C. Podobné hodnoty DTR se také vyskytují v jižní oblasti Moravskoslezských Beskyd. Naopak oblasti s nízkou průměrnou hodnotou DTR (kolem 5 °C i méně) jsou například Žďárské vrchy a také Nízký Jeseník. Ve zbývajících lokalitách ČR jsou průměrné hodnoty DTR homogenně rozložené (viz obr. č.3.). Vyšší hodnoty DTR se nacházejí v nížinách, naopak nízké hodnoty DTR ve vyšších nadmořských výškách, až na zmíněné výjimky.

Pro jarní období (MAM) je situace v rámci průměrných hodnot DTR odlišná, kde nejvyšší průměrné DTR jsou závislé opět na nadmořské výšce a dobře kopírují okolí vodních toků (př. povodí Vltavy, Berounky). Tento efekt je výraznější v západní než ve východní části republiky. Dále se tyto vyšší hodnoty vyskytují v oblastech Polabské nížiny a také v Dolnomoravském úvalu, kde dosahují v tomto ročním období od 10 °C (v březnu) do 12 °C (v květnu). Co se týče nízkých průměrných hodnot DTR, tak hlavními oblastmi je Hrubý Jeseník, Krkonoše, Krušné hory a víceméně i oblast Žďárských vrchů, průměrným DTR od 6-8 °C do 9 °C. V letním období (JJA) jsou charakteristické malé změny v průměrných hodnotách DTR. Zde jsou si všechny tři měsíce danou charakteristikou nejvíce podobné. Opět nejvyšší hodnoty jsou vázány na údolí vodních toků a na místa s nižší nadmořskou výškou, která kolísá mezi 11-13 °C. Kromě již zmíněných nížin je také zastoupena Plzeňská pahorkatina a jižní část Českého lesa. Nejnížší hodnoty (9-10 °C) nacházíme opět v pohořích s většími či menšími lokálními vlivy, pro příklad Krkonoše, Hrubý a Nízký Jeseník, ale méně výrazné i Brdy či Žďárské vrchy.

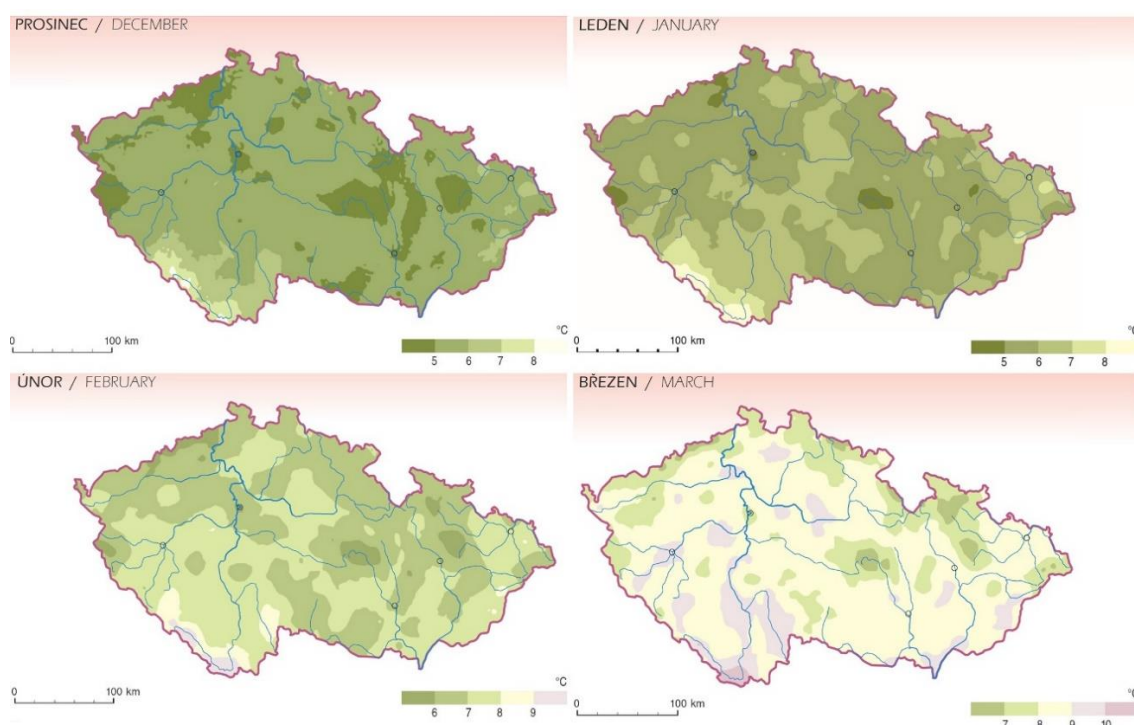
Podzimní období (SON) je charakteristické postupným snižováním hodnot DTR, kdy měsíce září a říjen jsou rozložením teplotní charakteristiky dosti podobné letním měsícům, avšak hodnota DTR již na většině území mírně klesá. Zásadní pokles hodnot je na přelomu října a listopadu, kdy listopad má charakter podobný zimním měsícům (DJF), vystupuje zde opět oblast pohoří Šumavy s největší průměrnou DTR.

---

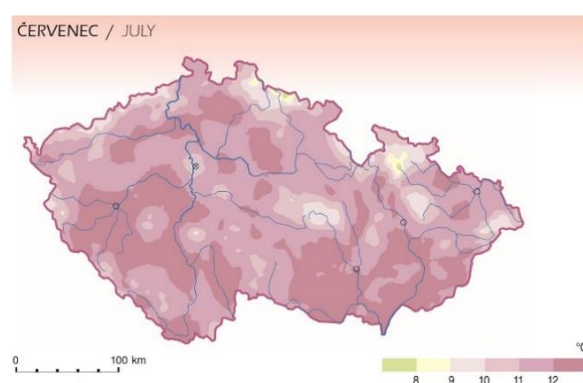
<sup>8</sup> Klesající vzduch se otepluje již podle sucho adiabatického gradientu cca 1°/100 m

Možným nedostatkem těchto map je interpolace dat i na místa se zcela odlišnou hodnotou DTR. S tím souvisí i nedostatek měření za období 1961-2000 pro většinu horských stanic, které by jinak mohly ovlivnit výsledný mapový výstup.

Obr. 2. je zaměřen hlavně na měsíce v zimním období a současně také porovnání zimních měsíců s jedním z letních měsíců, konkrétně červenec (obr 3.), kdy je průměrná měsíční hodnota amplitudy teploty vzduchu výrazně vyšší.



Obr. 2. Průměrná měsíční amplituda teploty vzduchu za zimní období + březen, upraveno podle Tolasz (2007)



Obr. 3. Průměrná měsíční amplituda teploty vzduchu za měsíc červenec, upraveno podle Tolasz (2007)

## 2.2. Denní a roční chod teploty vzduchu

Denním chodem rozumíme pravidelné změny teploty vzduchu během 24 hodin. Kopáček a Bednář, (2005) uvádějí, že „s rostoucí nadmořskou výškou nad zemským povrchem dochází jak ke zmenšování denních amplitud vzduchu a také ke zpoždění

nástupu extrémů teploty vzduchu“. Během denních hodin je zemský povrch vlivem insolace teplejší než vzduch, a proto teplo přechází z (teplejšího) zemského povrchu do (studenějšího) vzduchu, který se tím postupně ohřívá. V odpoledních hodinách ztráty způsobené dlouhovlnným vyzařováním a odvodem tepla do hlubších vrstev převáží nad přísunem energie dodávané slunečním zářením a povrch se začne postupně ochlazovat. Ve vzduchu se tento pokles projeví až o několik hodin později. Denní maximum teploty vzduchu nastává v zimním období zpravidla v odpoledních hodinách mezi 14 a 15 hodinou místního času<sup>9</sup>. V noci chybí přísun energie prostřednictvím slunečního záření, zemský povrch se ohřívá z důvodu vedení tepla z hlubších vrstev, od teplejšího vzduchu a díky kondenzaci vodní páry. Přesto je jeho tepelná bilance záporná a zemský povrch ztrácí dlouhovlnným vyzařováním teplo a stává se tak postupně chladnějším než vzduch, který se v důsledku toho začíná také ochlazovat. Denní minimum pak nastává ráno kolem východu Slunce (Vysoudil, 2004).

Jak uvádí (Kopáček, Bednář, 2005) situace mohou být velice ovlivněny charakterem počasí (oblačností a advekcí vzduchových hmot), kdy při jasném radiačním charakteru počasí dosahuje denní amplituda větších hodnot, než při pokrytí oblačností nebo při postupu advekce. To potvrzuje (Vysoudil, 2004) a dodává, že při převládajícím radiačním počasí má křivka denního chodu teploty vzduchu tvar, ve kterém si lze představit sinusoidu (změny hodnot viz obr. 1). Naopak při změně oblačnosti a zejména při advekci vzduchových hmot má křivka nepravidelný a často nevýrazný tvar.

Velikosti denní amplitudy teploty vzduchu je ovlivněna faktory, které souvisejí s polohou místa, jimiž jsou:

- a) zeměpisná šířka
  - b) vzdálenost od moře
  - c) výška nad povrchem (nadmořská výška)
  - d) tvar reliéfu
  - e) vegetačním krytem
- a dále vlivy měnícími se s časem:
- f) roční období
  - g) oblačnost (sluneční svit)<sup>10</sup>

---

<sup>9</sup> ideálně za radiačního charakteru počasí a pro střední zeměpisné šířky (ČR) a částečně lišící se ročním obdobím

<sup>10</sup> vzhledem k zaměření práce je dále uvažováno pouze roční období (měsíce), nadmořská výška a sluneční svit. Ostatní faktory z hlediska zaměření na Českou republiku jsou zanedbány



Co se týče ročního chodu teploty vzduchu tak i zde se energetická bilance (příjmy a ztráty tepla) aktivního povrchu určující teplotu vzduchu, mění celkem pravidelně v průběhu roku v závislosti na výšce Slunce nad obzorem. Opět zde platí, že roční změny teploty závisejí na pravidelném ovlivňování a poloze tlakových útvarů, které transportují odlišné vzduchové hmoty, dále na zeměpisné šířce, nadmořské výšce a stupni kontinentality (Vysoudil, 2004). Podle Květoně (2001) ve vyšších nadmořských výškách záleží také na expozici svahu a dále na poloze z hlediska kontinentality. Proto například stanice Churáňov (1118 m n. m) s konvexními tvary reliéfu a poloze blíže k moři oproti stanici Lysá hora (1324 m n. m), kde je mírně rozdílný jak tvar reliéfu, expozice stanice, tak vzdálenost od moře (větší index kontinentality). Tento rozdíl ukazuje průměrná denní amplituda za období (1961–1990), která u stanice Churáňov činí 8 °C a u Lysé hory pak 6,2 °C.

### ***2.3. Vliv oblačnosti a slunečního svitu na DTR***

Oblačnost jako klimatotvorný činitel označuje stupeň pokrytí oblohy oblaky. Množství oblačnosti lze charakterizovat také nepřímou, a to prostřednictvím délky trvání slunečního svitu udávané v hodinách. Současně oba na sobě závislé činitele ovlivňují teplotní režim zemského povrchu a v dlouhodobějším měřítku výrazně ovlivňují klima dané oblasti (Vysoudil, 2000). V souvislosti s oteplováním zemského povrchu v minulých desetiletích mají vliv na maximální a také minimální teploty, a tudíž i na výslednou amplitudu teploty vzduchu.

Stupeň pokrytí oblačností se udává v číselné hodnotě, pro klimatologické označení nejčastěji v desetinách (pro příklad při hodnotě 0 = jasno, při hodnotě 10 = zataženo). V potaz se berou všechny oblaky bez ohledu na jejich výšku a klasifikaci.

Denní chod oblačnosti je rozdílný v zimním a letním období středních zeměpisných šířek. V letním období převládá většinou konvekční nebo kupovitá oblačnost druhu Cumulus (Cu) a Cumulonimbus (Cb), která je zpravidla největší v pozdních odpoledních hodinách a může doznívat i ve večerních hodinách. Letní minimum se objevuje v ranních hodinách. Oproti tomu v zimě se objevuje denní maximum oblačnosti nejčastěji v ranních hodinách kolem 6. hodiny z důvodu výskytu mlhy a oblaků typu Stratus (St), kdy vyzařování (ochlazování) zemského povrchu dosahuje svého maxima, jak uvádí Kopáček a Bednář (2005). Z tohoto hlediska má zásadní vliv na minimální teploty v zimním období inverzní oblačnost typu (St).

Roční chod oblačnosti pro Českou republiku není nijak výrazně vyjádřený, i když maximum připadá na letní a podzimní období a minimum zase na jarní období. Obecně pro Evropu platí, že maximum oblačnosti v zimním období je důsledkem intenzivní frontální oblačnosti při cyklonálním charakteru počasí a také při západní zonální situaci (Vysoudil, 2004). Významným hydrometeorem nejen v zimě jsou mlhy z vyzařování, které jsou vázané na radiační ochlazování, a proto doprovázejí radiační teplotní inverze. V letním období a na podzim je obvykle vodní pára (vzduch) transportována do vyšších vrstev, kde může dále díky značné instabilitě zkondenzovat a vytvářet kupovité oblaky (Řezáčová, 2007). Avšak nutno zmínit, že konvektivní oblačnost je v zásadě lokálního charakteru, proto v dlouhodobém měřítku znamená v ročním chodu minimální výskyt oblačnosti (Vysoudil, 2004).

Sluneční svit je při souvislosti s vysokými hodnotami DTR spojován s typickým radiačním charakterem počasí. Svoji roli zde hraje příslušný měsíc, kdy ovlivňujícím parametrem je výška slunce nad obzorem. V rozšířeném zimním období se jedná hlavně o měsíc březen (případně konec února) kdy má slunce v mírných zeměpisných šířkách přes den již větší intenzitu záření<sup>11</sup>. Tento faktor je spojen s radiačním ochlazováním v noci za jasné oblohy, kdy je intenzita záření nulová a povrch tak může být vlivem dlouhovlnného záření ještě více ochlazován (Kopáček a Bednář, 2005).

Zároveň trvání slunečního svitu je ovlivněno výskytem oblačnosti (Tolasz, 2007), kdy zejména ve vyšších polohách je tvořena tzv. orografická oblačnost, která mimo jiné zamezuje výskytu extrémních hodnot DTR při typickém radiačním charakteru počasí.

Karl a kol. (1993) studovali podmínky při oblačnosti a za jasné oblohy a jejich vliv na denní teplotní rozsah. Během oblačnosti zaznamenali výrazné snížení DTR. Podobný příspěvek uvádí Hanzlík (1947), kdy „povětrnost bývá vlivem oblaků, směrem a silou větru účinnějším činitelem než sluneční záření“, a proto ovlivňuje denní chod teplot.

#### **2.4. Vliv tepelného ostrova města na DTR**

Pod pojmem tepelný ostrov města si lze představit souvislou městskou zástavbu (například centrum Prahy), která zaznamenává o něco vyšší teploty vzduchu, než je teplota na okolních venkovských stanicích. Beranová a Huth (2003) uvádějí, že změna povrchu vlivem urbanizace má kromě teploty vliv také na záření, vlhkost a aerodynamické vlastnosti (proudění vzduchu). Nejvíce je tepelný ostrov města

---

<sup>11</sup> Intenzita slunečního záření v jednotkách ( $W \cdot m^{-2}$ )

rozvinut v nočních hodinách z důvodu intenzivního uvolňování tepla z budov a komunikací, který má vliv na ohřívání okolního vzduchu.

Jejich výzkum se zabýval porovnáním intenzity pražského tepelného ostrova a tří dalších venkovských stanic při různých synoptických typech. Velikost intenzity pro daný den byla vypočtena jako rozdíl minimální denní teploty na stanici Praha Klementinum a aritmetického průměru minimálních teplot tří okolních venkovských stanic. Jedním z výsledků byl výskyt extrémního tepelného ostrova<sup>12</sup> pro odlišné synoptické situace tříděné dle cyklonálního a anticyklonálního charakteru a také podle směru proudění jednotlivých typů. Ohledně zastoupení největších intenzit, kdy je tepelný ostrov nejvíce patrný, dosahuje efekt při anticyklonální situaci. Podle typů převládajícího proudění dominuje sever a severovýchod.

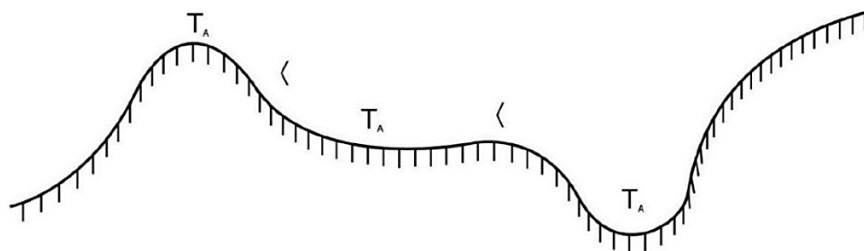
Z tohoto pohledu má městský tepelný ostrov nejen v zimním období určitý vliv na zvýšené ranní minimální teploty vzduchu, a tudíž snižuje výslednou hodnotu DTR.

## **2.5. Vliv reliéfu na DTR**

Jednotlivé stanice se nacházejí na různých tvarech reliéfu a ten více či méně ovlivňuje meteorologické prvky. Pojem reliéf zde hraje zásadní roli při zkoumání teplotního rozsahu na jednotlivých místech (nejen) po celé České republice. Kopáček a Bednář (2005) diskutují především vliv tvaru reliéfu na výslednou denní amplitudu teploty vzduchu ve smyslu výskytu, popřípadě intenzity nočních či ranních přízemních mrazů. Přes den se vzduch v uzavřených údolích a kotlinách poměrně rychle ohřívá, tomu přispívá i slabé promíchávání vzduchu s volnou atmosférou v důsledku zeslabení větru. V nočních a ranních hodinách se situace obrací tak, že se vzduch v údolních polohách rychle ochlazuje v kontaktu s obklopujícími svahy, které již ztrácejí teplo dlouhovlnným vyzařováním. K tomu může přispět ještě navíc stékání chladného a těžkého vzduchu po úbočích až na dno údolí. Grafickým znázorněním této problematiky přispěl Vysoudil (2004) za pomoci tzv. „Vojejkova zákona“ (viz. níže obr. 4). Tento fakt potvrzuje na konkrétním příkladu Krušných hor publikace Českého hydrometeorologického ústavu (1975), kdy na severní straně Krušných hor, zejména na hřebenech, kde je volné proudění vzduchu, jsou denní amplitudy menší než na jižní straně Krušných hor.

---

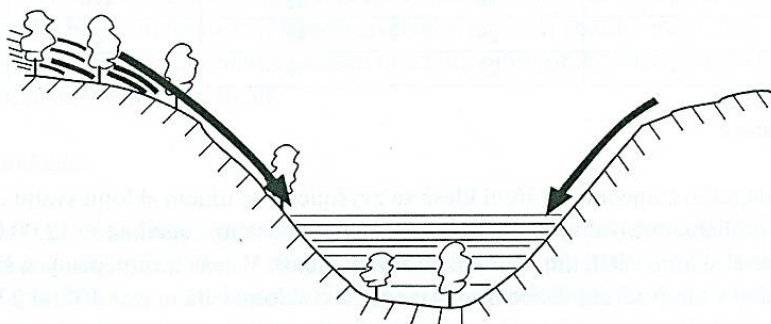
<sup>12</sup> Relativní výskyt intenzity tepelného ostrova za příslušnou roční období ( $T > 4\text{ °C}$ )



Obr. 4. Vojejkův zákon – vyjadřující závislost mezi georeliéfem a teplotní amplitudou ( $T_A$ )

Obr. 4. demonstruje fakt, že vypouklé (konvexní) tvary reliéfu například vrchol nebo hřbet mají denní amplitudy vzduchu menší než rovinný reliéf s malou členitostí a ty menší než vhloubené (konkávní) tvary reliéfu například údolí, kotliny nebo soutěsky.

Georeliéf má také vliv na tvorbu jezer studeného vzduchu (viz obr. 5). Tuto problematiku zkoumal Petřík (1986) a zjistil, že ke stékání studeného vzduchu do uzavřených sníženin dochází již při sklonu reliéfu  $2-4^\circ$ . Pro tvorbu jezer studeného vzduchu jsou vhodné nízké rychlosti větru, které zabraňují v rozvoji turbulentních proudů. Dalšími vhodnými podmínkami jsou aktivní povrchy s nízkou tepelnou vodivostí (sníh, suché pole), naopak nepřízní pro tvorbu těchto oblastí jsou silný vítr, oblačnost nebo vysoká vlhkost půdy. Kopáček a Bednář (2005) dodávají, že tento efekt je často pozorovatelný při poloze anticyklóny nad centrálními oblastmi pevnin ve stabilních vzduchových hmotách, kdy citují: „nízké vertikální teplotní gradienty jsou důsledkem zmenšení měrné vlhkosti vzduchu související se snížením teploty a sublimací vodní páry na sněhové pokrývky, které dále působí na zvětšení efektivního vyzařování“ Kopáček a Bednář (2005) 138 s. Tento proces pak dále přispívá k dalšímu ochlazení přízemní vrstvy hlavně za bezoblačného počasí. Rozdíl teplot v porovnání mezi oblastmi studených kotlin a ostatních lokalit může být v extrému až  $20^\circ\text{C}$ .



Obr. 5. Znáznornění tvorby jezer studeného vzduchu v kotlinách

Co se týče vlivu nadmořské výšky na hodnotu DTR, Kopáček a Bednář (2005), uvádějí obecný poznatek, kde s rostoucí nadmořskou výškou denní<sup>13</sup> amplituda teploty vzduchu ubývá (viz obr. 4). Tento pokles není příliš výrazný (pro příklad Alpských vrcholů přibližně 0,2 °C na 100 m výšky). V České republice se tento fakt také uplatňuje, zejména ve vyšších polohách v rámci okrajových pohoří (Šumava, Krkonoše, Beskydy a popřípadě i České Středohoří). Podle Vysoudila (1981) je závislost na nadmořské výšce také potvrzena, avšak v nižších nadmořských výškách (do 200 n. m.). Tento poznatek uvádí na příkladu denní amplitudy vzduchu na 12 stanicích v oblasti Rosicko-Oslavanska v jarním období. Výsledkem je poměrně rychlý pokles průměrné hodnoty DTR s rostoucí nadmořskou výškou stanic, kdy na vertikálním rozdílu stanic okolo 300 m připadá až 6 °C průměrné hodnoty DTR. Studie má nedostatek ve velmi malé oblasti pozorování a především v délce časové řady, která je zde pouze 3 měsíce.

## **2.6. Vliv inverze teploty na DTR**

Předešlá kapitola byla určena vlivu reliéfu na amplitudu teploty. S tím zcela souvisí inverze teploty, která má důležitý vliv na DTR zejména v zimním období. Pojem inverze lze označit jako růst teploty s výškou do určité hladiny, kdy se mezní vrstva atmosféry stává absolutně stabilní. Teplotní inverze svojí silnou stabilitou silně omezují výměnu (promíchávání) vzduchu (Barry a Chorley, 1992). Oblasti nacházející se v inverzní vrstvě mají zpravidla nevýrazný chod teploty vzduchu. Z tohoto důvodu je při inverzním zvrstvení výsledná hodnota DTR nízká, protože nízká oblačnost ve dne zamezuje většímu prohřátí zemského povrchu a v noci zabraňuje efektivnímu vyzařování zemského povrchu.

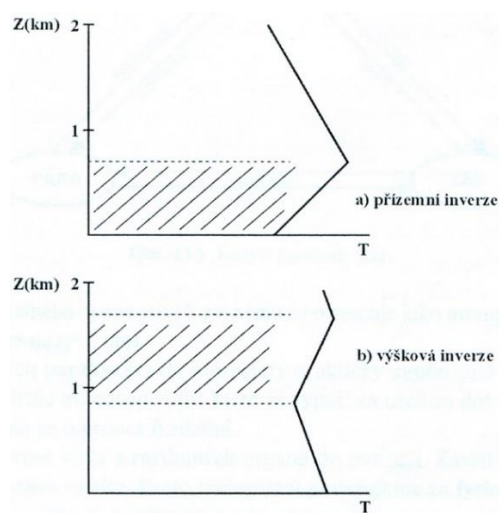
Základní členění inverzí je výškové, které ovlivňuje značnou část mezní vrstvy (zpravidla do výšky 2 km) a přízemní, které se nacházejí přímo u zemského povrchu (viz obr. 6.). Dále se dělí podle geneze na inverze radiační, advekční, subsidenční, frontální a inverze z turbulence (Kopáček, Bednář, 2005). Vysoudil (2004) tento poznatek rozšiřuje tím, že přízemní radiační inverze vznikají ochlazováním aktivního povrchu, zejména vyzařováním v nočních hodinách při bezoblačné obloze. Tento typ inverze podporuje reliéf s konkávními tvary, kdy těžší studený vzduch se hromadí ve formě tzv. jezer studeného vzduchu a často nemůže proudit do jiných míst (viz kap. 2.5.). Přízemní radiační inverze jsou obecně označeny jako statické, způsobené

---

<sup>13</sup> Zároveň i roční amplituda teploty vzduchu

pouze vyzařováním zemského povrchu bez uplatňování dynamických advekčních příčin.

Druhým typem jsou advekční inverze, vznikající působením vertikálně nerovnoměrně teplé advekce, kdy se přemísťuje relativně teplý vzduch nad studenější povrch. Tento typ může zapříčinit vznik mohutných a stabilních zimních inverzí. Typicky tato situace nastává nad sněhovou pokrývkou v podzimním a zimním obdobím. Kopáček a Bednář (2005) dodávají, že při výskytu výškové advekční inverze dochází k proudění teplého vzduchu ve výšce na rozdíl od statického chladného vzduchu při povrchu. Při advekci teplého vzduchu od jihu v týlu tlakové výše, postupující přes území střední Evropy v zonálním směru proudění (od západu k východu) dochází k překrytí České kotliny vyplněné chladným vzduchem (Bednář a Zikmunda, 1985). Takto vytvořená výšková inverze může blokovat mísení vzduchu po dobu několika dnů.



Obr. 6. Schématický průběh teploty s výškou při a) přízemní b) výškové inverzi

S ohledem na zaměření práce vedou teplotní inverze většinou k nízkým hodnotám DTR. Avšak toto tvrzení nemá obecnou platnost. Pokud inverze nejsou dostatečně vertikálně rozsáhlé, ovlivní pouze meteorologické stanice v nízkých nadmořských výškách a zbytek stanic nad hranicí inverze, má již normální chod teploty a DTR zde může být velice odlišné oproti stanicím uvnitř inverzní vrstvy.

Příklad inverzí uvádí Český hydrometeorologický ústav (1975) ve studii z Krušných hor s přesahem do německé strany, kdy byly zpracovány inverze ve dvou profilech v tzv. západní části a východní části Krušných hor. Každý profil zahrnoval pro porovnání 3 až 4 stanice reprezentující údolí i hřebeny hor. Vzájemná vzdálenost stanic kolísala od 13 až do 43 km. Výsledkem mimo jiné byla analýza počtu dní s inverzí,

či maximální velikost inverze ve °C. Tento výzkum mimo jiné ukázal, že existují dvě maxima výskytu inverzí, jedno na podzim v říjnu a druhé v únoru.

## **2.7. Vliv cirkulace na DTR**

Vysoké denní amplitudy vzduchu nastávají většinou při specifických synoptických (povětrnostních) situacích. Během cyklonálních typů spojených s přechodem frontálního rozhraní dochází k advekci teplého či studeného vzduchu. Pokud je postup fronty rychlý a rozdíl teploty v původní a přicházející vzduchové hmotě je značný, projeví se výrazné oteplení či ochlazení i na vysoké DTR na větším množství stanic. Autoři Makowski, (2009) a Vysoudil, (2004) uvádějí, že častější jsou vysoké DTR způsobené radiačním charakterem počasí při anticyklonálních situacích nejen v zimě, ale také v letních měsících. Proto je při dalším hodnocení jednotlivých událostí s vysokou hodnotou DTR vhodné sledovat výslednou synoptickou situaci, nadmořskou výšku stanic a další meteorologické prvky.

Jak uvádí Vysoudil (2004), celkovou povětrnostní situaci můžeme definovat jako určité rozložení vzduchových hmot, atmosférických front, cyklon a anticyklon, tj. faktorů, které určují ráz počasí nad určitou geografickou oblastí<sup>14</sup>. S ohledem na to, že atmosférická cirkulace je spojitou veličinou, může nastat nekonečné množství různých stavů (Huth a kol. 2008). Proto byly zavedeny tzv. synoptické klasifikace, které popisují rozložení atmosférického tlaku, případně dalších prvků prostřednictvím určitého počtu synoptických typů, obvykle se udává 12 až 36 typů. Pro toto zjednodušení se využívají dvě koncepce, jednak třídění cirkulačních polí jako celku a také analýza vybraného znaku příslušné synoptické situace. Povětrnostní typizace se často využívají pro studie změn četnosti výskytu a doby trvání jednotlivých cirkulačních typů a jejich souvislost s teplotními extrémy, které mají právě vliv na výši DTR (Huth a kol., 2008).

### **2.7.1. Manuální katalogy povětrnostních situací**

Manuální povětrnostní katalog je soubor expertně stanovených typů speciálně navržený a upravený pro danou oblast. Brádka a kol. (1961) uvádí, že k určení vztahu mezi počasím a povětrnostní situací je nutné vyhledat společné znaky situací a rozdělit je na příslušné typy, které jsou charakterizované nejen přibližně stejným tlakovým a teplotním polem, ale také polohou a vývojem frontální zóny, pokud se na synoptické mapě vyskytuje. Podrobnou metodiku při tvorbě zpracování jednotlivých

---

<sup>14</sup> Kde se zpravidla jedná o procesy synoptického měřítka zpravidla o velikosti více než 2000 km

meteorologických prvků s ohledem na daný typ uvádí v publikaci „*Počasí na Území Čech a Moravy*“.

V současnosti celkově existuje mnoho klasifikací, které se vzájemně od sebe liší prostorovým a časovým rozlišením, dále zkoumanou (klasifikovanou) proměnnou a také celkovým počtem povětrnostních typů. Zde jsou pro příklad uvedeny pouze dvě klasifikace, jedna česká (československá) a druhá zahraniční.

Nejčastěji používaný „domácí“ katalog povětrnostních situací je Brádkův katalog, na jehož základě je sestavován kalendář povětrnostních typů pro území České republiky (dříve Československa), který je dostupný již od roku 1946. Katalog má k dispozici 28 typů, kdy jeden typ reprezentuje vždy jeden den, pro který jsou shodné podmínky a zároveň poloha tlakových útvarů (Huth, Stryhal 2016). Pro „brádkovské typy povětrnostních situací“ jsou detailně analyzovány vybrané jevy a prvky, převážně atmosférické, respektive hydrometeorologické, například studie věnovaná klimatologii maximálních a minimálních denních teplot (Il'ko, 1982). V uvedeném příkladu při nástupu teplé advekce podle Brádky a kol. (1961), leží území Čech a Moravy první nebo druhý den ve výrazně studeném vzduchu a došlo tedy ke značnému nárůstu teplot (při teplotních inverzích byl vliv značný pouze ve vyšších polohách nad vrstvou inverze). Tomuto příkladu odpovídá z „brádkova katalogu“ západní cyklonální situace, severozápadní cyklonální situace, ale také západní anticyklonální situace, kdy všechny typy zahrnují teplou advekci v rámci zimního období.

Dalším hojně využívanou manuální typizací je katalog Hess a Brezowsky (*Der Katalog Grosswetterlagen*) původně vytvořený pro západní Německo, avšak jeho synoptické typy jsou použitelné v rámci celého regionu Střední Evropy (Cahynová, Huth 2009). Podle Jamese (2007) se jedná o subjektivní klasifikaci, která dokáže postihnout jednotlivé charakteristiky synoptických jevů malého nebo středního měřítka (státy) a zároveň zkoumat jejich souvislost a projevy na lokální úrovni. Tato synoptická typizace je tvořena 29 synoptickými typy, které se řadí do skupin podle převažujícího směru proudění na typ zonální, meridionální, smíšený a dále podle převládajícího vlivu a polohy tlakových útvarů, jak uvádějí Gerstengarbe a Werner (2010).

### **2.7.2. Automatické (objektivní) katalogy povětrnostních situací**

S rozvojem informačních technologií dochází ve druhé polovině 20. století k přeorientování z manuálních povětrnostních katalogů na automatické tzv. „objektivní“ katalogy, které jsou využívány především z důvodu usnadnění práce. Spočívají



v automatickém rozpoznávání cirkulace a rozložení tlaku vzduchu. Avšak pro objektivní posuzování jsou stále nutné subjektivní kroky, kterými jsou volba metody a volba parametrů. Metody totiž dělí atmosférickou cirkulaci rozdílným způsobem a z tohoto důvodu nejsou všechny výsledky schopny rozlišit znaky cirkulace, které jsou pro daný výzkum relevantní (Stryhal, Huth, 2016).

Metody výpočtu byly od počátku zkoumání v 60. a 70. letech založeny na analýze podobnosti, kdy podobnost je zjišťována výpočtem prostorové korelace (Lund, 1963) ve staniční síti, či v síti uzlových bodů. Od 80. let se uplatňují vícerozměrné statistické metody, především pak shlukové analýzy. Příklady ze současných metod uvádějí Stryhal, Huth, (2016). Lze alespoň uvést atraktivní mapy SOM cirkulačních typů, které jsou v synoptické klimatologii nejběžnější metodou. Jejím cílem je proložení dat na předem zvolený počet uzlů<sup>15</sup> takovým způsobem, aby tyto uzly dobře reprezentovaly dílčí části datového souboru.

## **2.8. Vzduchové hmoty**

Vzduchové hmoty (dále jen VH) jsou definovány podle (Barry, Perry 1973) jako velké objemy vzduchu s podobnými teplotními a vlhkostními vlastnostmi. Mají na kolísání a celkovou hodnotu DTR výrazný vliv, ať už při rychlém přechodu přes určité území nebo při delším setrvání na jednom místě.

Poznatky o charakteru VH uvádějí také Kopáček a Bednář (2005), kdy typické vlastnosti VH (především teplota a vlhkost) určují oblasti, kde se tyto VH formovaly. VH označujeme od nejvyšších zeměpisných šířek jako arktický vzduch, vzduch mírných šířek, tropický vzduch a ekvatoriální vzduch. Rozměry těchto VH jsou v horizontálním měřítku 2-3 tis. km. Vertikálně zpravidla zasahují od zemského povrchu až po hranice tropopauzy. Avšak tyto rozměry se mohou v závislosti na polohách tlakových útvarů značně měnit.

Z hlediska termické klasifikace se rozlišují vzduchové hmoty na teplé, studené a místní. A dále se ještě dělí na stabilní či instabilní vzduchovou hmotu. Z důvodu zaměření práce se tato kapitola zaměřuje na stabilní VH, kdy stabilní vzduchová hmota je dominantní právě v zimním období pro absenci vzniku výrazných konvekčních pohybů<sup>16</sup>. Největší stabilitou je pak příklad inverzního rozdělení teploty s výškou (viz kap. 2.3).

---

<sup>15</sup> Jež v případě cirkulační klasifikace představují cirkulační typy

<sup>16</sup> Z důvodu menšího vertikálně teplotního gradientu, než je nasycený adiabatický gradient

Na vzájemném rozhraní různých vzduchových hmot se vytvářejí atmosférické fronty, které mohou více či méně ovlivnit průběh teploty během dne. Přičemž za teplou frontou následuje oteplení a za studenou frontou pak ochlazení.

### **2.8.1. Advekce VH**

Obecně advekcí vzduchu jak v mezní vrstvě, tak ve volné atmosféře se rozumí pohyb vzduchových hmot na větší vzdálenosti s přibližně stejnými fyzikálními vlastnostmi podle zákonitostí všeobecné cirkulace atmosféry (Vysoudil, 2004). Advekční vliv počasí má výrazný potenciál k ovlivnění a změnám nejen teplotních charakteristik, ale i ostatních sledovaných meteorologických prvků<sup>17</sup>. Advekce vzduchových hmot při dostatečně velkém rozměru a zároveň při výrazné teplotní změně oproti předešlé vzduchové hmotě, má potenciál k ovlivnění veškerých stanic na daném území (pro příklad i v rámci států). Tento charakteristický projev je odlišný od tzv. radiačního charakteru počasí (viz. kapitola radiace).

Pro zimní období jsou dále rozebrány podmínky v teplých a studených stabilních vzduchových hmotách. Příznivých synoptických situací je pro oba typy více, avšak nejčastější situací, jak uvádí Kopáček a Bednář (2005) pro vpád teplé VH nad Evropu v zimním období, je zonální proudění teplého vzduchu od oceánu. Cyklóna se v tomto případě nachází na severu (severozápadě) Atlantického oceánu a anticyklóna je svou polohou nad Azorskými ostrovy s výběžkem do Středozemního moře. K advekci teplých VH může docházet i od jihu, což je charakteristické pro tzv. teplé sektory cyklón. Poměrně málo výrazný je při tomto typu advekce denní chod meteorologických prvků, zejména při výskytu vrstevnaté oblačnosti, tudíž nevede k extrémním hodnotám DTR. Při spojení noční teplé advekce místo klasického ochlazování, je obvykle dobře patrný růst teploty.

Při advekci studené VH do mírných zeměpisných šířek je důležitá přítomnost sněhové pokrývky, která vytváří podmínky pro silné ochlazení přízemní vrstvy vzduchu a zároveň tento jev vede také k záporné radiační bilanci i ve dne. Hlavním typem v tomto případě je bezoblačné počasí s vlivem rozsáhlé anticyklóny při advekci studeného kontinentálního vzduchu nejčastěji z oblasti Sibíře. Denní chod meteorologických prvků ve studených VH je oproti teplým VH o něco málo výraznější, zejména pak při bezoblačném počasí.

---

<sup>17</sup> Zejména relativní vlhkost, směr a rychlost větru, přízemní tlak

Na tuto skutečnost, navazují Kopáček a Bednář (2005) s typy nočních mrazů, konkrétně mrazy advekčními, které vznikají při vpádu studeného (arktického) vzduchu se zápornými teplotami do oblastí s teplejším podnebím. Tento typ nočních mrazů zasahuje zpravidla velkou oblast v rámci států a jsou méně závislé na lokálních podmínkách, než je tomu u radiačních mrazů. Zároveň advekční mrazy se nemusí vyskytovat pouze v noci, ale jejich vliv je možný zaznamenat i přes den.

Obecné výsledky z Národního klimatického programu z pohledu synoptických typů ve spojení s výraznými teplotami vzduchu uvádí Křivancová, Vavruška (1997), kdy s velkým rozdílem teplot v zimě s kladnou odchylkou náleží typ *Wc*, který je charakteristický zonální advekcí z mírných zeměpisných šířek relativně teplého Atlantského oceánu. Tento projev je nejvýraznější v západní polovině Česka. Naopak velký rozdíl teplot se zápornými odchylkami lze očekávat při situacích *NEc*, *NEa* a *Ea* s převládající advekcí od severovýchodu až východu doprovázené silným ochlazením.

Tato problematika je dále rozebírána stejnými autory i ve spojení se slunečním svitem. V zimním období je největší relativní doba trvání slunečního svitu u putujících anticyklón *Ap<sub>3</sub>* a *Ap<sub>4</sub>*, při kterých se nevyskytuje frontální oblačnost a ve většině případů se nevytváří ani inverze. Vysokými hodnotami trvání slunečního svitu zastupují také anticyklonální situace s již zmíněnou studenou advekcí *Ea* a *NEa*. V ostatních typech anticyklonálních situací se již hojně vytvářejí mlhy a inverzní oblačnost, která se obvykle vyskytuje i přes den. S tím souvisí i větší rozdíly mezi jednotlivými regiony a nadmořskými výškami. V opačném případě nejméně slunečního svitu nastává v situacích *Ec* a *SEc* z důvodu nízké oblačnosti druhu *St* (*Stratus*) nebo *Sc* (*Stratocumulus*).

Jako specifický extrémní případ, kdy je zaznamenána vysoká DTR vlivem advekce, je událost výrazného ochlazení v zimě 1978/1979, konkrétně se jedná o přelom roků 31. 12. 1978 a 1. 1. 1979, kdy značný pokles teplot byl pozorovatelný ať už v menší či větší míře nejen v České republice, ale i v sousedních státech například v Německu. Často právě pokles (nárůst) teplot trvá vlivem advekce i následující den. Z příspěvku (Drtina, Mokříšová, 1987) je známo, že v Praze během 24 hodin (v lokálních oblastech Čech i během 12 hodin) klesla teplota vzduchu o 30 °C. Příčinou zde bylo výrazné frontální rozhraní mezi studeným vzduchem na severu od severní hranice ČR a teplým sektorem na jihu (Květoň, 2001). Příčinou byl nejdříve přechod studené fronty a poté za ní vpád chladného arktického vzduchu ze severu v týlu cyklóny. Synoptická situace tohoto případu je podle Brádky charakterizována nejdříve *Vfz* (Vchodem frontální zóny)

a poté změnou 1.1. na *NEc* (severovýchodní cyklonální situaci). Podle ČHMÚ byl celorepublikový pokles teplot ze dne 31. 12. z hodnot 5–12 °C na – 15 až -20 °C následujícího dne. Avšak tento pokles se v rámci DTR pravděpodobně projevil postupně v jednotlivých regionech v odlišný den.

Naopak příklad, který uvádí Květoň (2001) a to při opačné situaci (tzn. při teplé advekci), nastal v roce 1968, konkrétně v lednu 14. až 15. kdy se povětrnostní podmínky změnily ze severního proudění *Nc* (severní cyklonální) na *WC* (západní cyklonální). Pro oba tyto dny byly zaznamenány vysoké hodnoty DTR a dosahovaly hodnot kolem 20°C. Toto zimní oteplení nejvíce zasáhlo oblast plání Šumavy, konkrétně stanici Lenora, kde byl „mezi-denní“ rozdíl teplot 28,7 °C.

Pro doplnění stojí za zmínku, že se mimo DTR sledují i mezi-denní rozdíly teplot, které však do tohoto výzkumu nejsou zahrnuty. Při denních rozdílech teploty vzduchu je zpravidla hodnota DTR o několik stupňů menší, z důvodu delšího nástupu advekce vzduchových hmot, který má při většině případů trvání více jak jeden den čili přechází z jednoho dne do druhého. Mohou se však objevit situace, kdy se tyto výrazné změny teploty z advekčních příčin objeví v rámci jednoho dne.

### **2.8.2. Radiačně-advekční příčiny extrémních DTR**

Jak bylo zmíněno již v kapitole 2.6., ohledně advekčních nočních mrazů, tak zde vlivem efektivního vyzařování v nočních a časně ranních hodinách vznikají radiační noční mrazy, kde jejich výskyt, či intenzita závisí na oblačnosti, rychlosti větru, reliéfu a také na tepelné vodivosti půdy. Dobré podmínky pro jejich vznik jsou zejména při jasné obloze, dále při slabém větru, či úplném bezvětří z důvodu slabého promíchávání atmosféry, dále výskyt v kotlinách nebo údolích, kde je podporováno stékání chladného vzduchu (viz. obr. 5.) a v neposlední řadě malá teplotní vodivost z důvodu slabšího dodávání tepla z hlubších vrstev. (Kopáček a Bednář, 2005). Při souběhu všech výše uvedených podmínek současně a zároveň při studené advekci je možné očekávat velice silné mrazivé počasí zvláště v oblastech mrazových kotlin, které výrazně ovlivňuje hodnotu DTR.

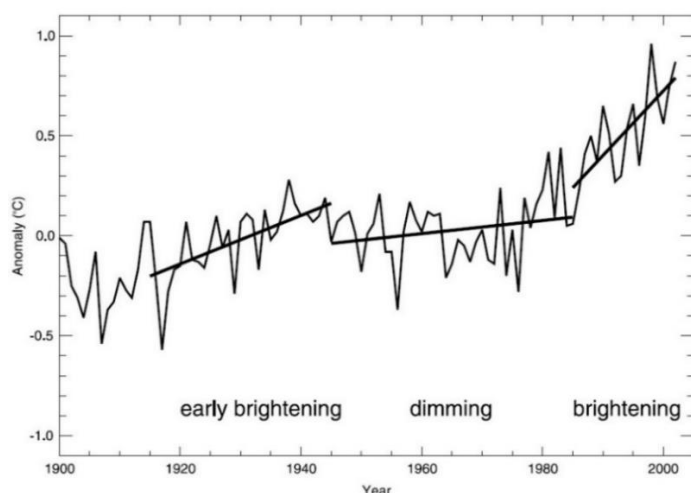
### **2.9. Globální stmívání a rozjasnění**

Vývoj DTR na globální úrovni popisuje zpráva IPCC (2013), kdy DTR v celosvětovém měřítku od roku 1950<sup>18</sup> klesá, přičemž minimální denní teploty rostou rychleji než maximální denní teploty. Ze studie Wild a kol. (2007) jsou zaznamenány

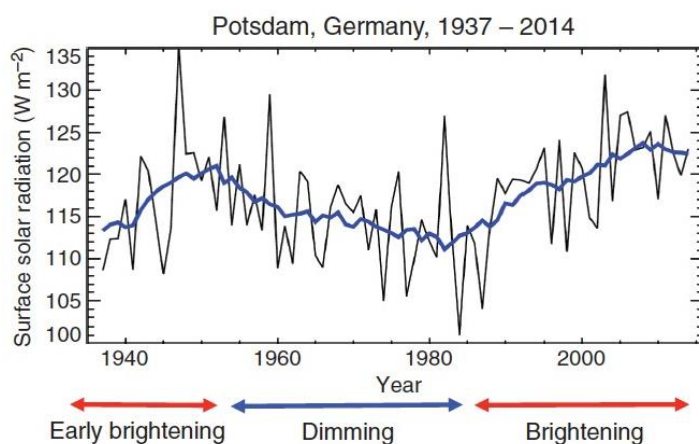
---

<sup>18</sup> začátek masivního pozorování radiačních toků z meteorologických stanic

zřejmé zvraty od poloviny osmdesátých let, s následným zvýšením DTR až do současné doby. Tento pokles a následné zvýšení DTR je celosvětově kvalitativně konzistentní s tzv. globálním stmíváním a následným globálním rozjasněním. Hlavní důvodem vzniku těchto událostí, jak uvádí Wild a kol. (2009) je postupný pokles slunečního záření dopadajícího na zemský povrch (změna v pokrytí oblačností), zapříčiněný zvýšením antropogenního znečištění (spalování fosilních paliv). Vývojové trendy průměrných hodnot anomálií globální teploty vzduchu ve 2 metrech (obr. 7.), (Wild a kol., 2007) jsou ve spojitosti s trendy průměrného povrchového slunečního záření i na lokálních stanicích (obr. 8.), (Wild, 2015).



Obr. 7. Globální vliv rozjasnění a stmívání v závislosti na naměřených anomáliích globální teploty vzduchu ve 2 m za 20. století (Wild a kol., 2007)



Obr. 8. Globální rozjasnění a stmívání v závislosti na ročním průměrném slunečním záření ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ) ze stanice Postupim (Německo) za období 1937-2014 (Wild, 2015)

## 2.10. Vývojové trendy DTR

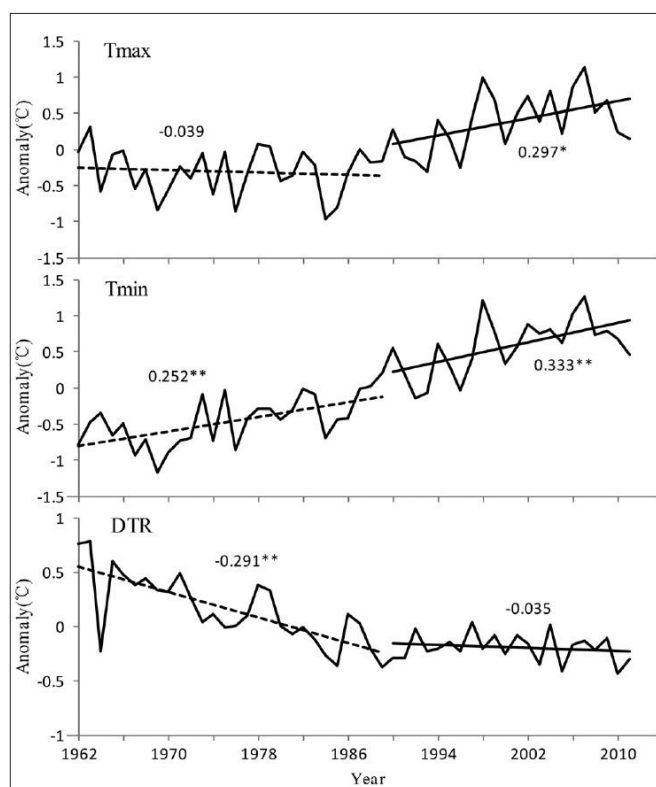
Ohledně obecnějšího pohledu na DTR se mnoho prací zabývá právě trendy za určité období v jednotlivých státech či na lokální úrovni v rámci regionů. Jiné výzkumy se zabývají rozdíly mezi kolísáním maximálních a minimálních teplot, které ve výsledku

udává hodnotu DTR (Brázdil a kol., 2009, Makowski a kol., 2008). Několik dalších studií zvažuje možný přínos změn v atmosférické cirkulaci k trendům DTR. Razuvaev a kol., (1995) naznačují, že pokles DTR v zimním období (listopad-březen) v severní a centrální části bývalého Sovětského svazu mezi lety 1961 a 1990 může být způsobena zvýšenou frekvencí synoptických situací, které upřednostňovaly teplou advekci a cyklogenezi. V souladu s tímto argumentem ukázal Horton (1995), že sibiřské anticyklony byly během období 1981-1990 slabší, než v letech 1951-1980. V rámci Evropy to potvrzuje Makowski a kol. (2008), že chování DTR v letech 1950 až 2005 se změnilo v západní Evropě od poklesu na nárůst v 70. letech a ve východní Evropě až poté v 80. letech (viz souvislost s obr. 7. a 8.). Pro upřesnění jsou v člancích používána slovní spojení jako rostoucí (*pozitivní*) a klesající (*negativní*) trendy teplotní amplitudy vzduchu, které určují vývoj rozdílů teplot v příslušné oblasti za určité časové období.

Příkladem lze uvést studii od Durre a Wallace (2001), kteří zkoumali změny v trendech DTR za chladné období (listopad až březen) mezi lety 1958 až 1995 ve Spojených státech (rozdělených na 8 regionů) v závislosti na trvání slunečního svitu, rozsahu sněhové pokrývky a také na atmosférickou cirkulaci. K dispozici měli data z 200 meteorologických stanic poměrně rovnoměrně rozmístěné po Spojených státech. Statisticky významné výsledky ( $p=0,05$ ) během 30letého období byl pokles DTR v centrální a jihozápadní části Spojených států. Zatímco severovýchod (hlavně pobřeží) a celé pacifické pobřeží a také části západního vnitrozemí zaznamenaly nárůst trendu DTR. Zásadní vliv na tyto výsledky měl u centrální a jihozápadní části výrazný pokles slunečního svitu a u západního pobřeží naopak procentuální nárůst slunečního svitu.

Příspěvkem z asijského kontinentu je článek od Shen a kol. (2014), kteří se zabývali časoprostorovou odchylkou v DTR a důvodem jejich změn v Čínské lidové republice na základě údajů z 479 meteorologických stanic rozdělené do 8 regionů v časovém období od roku 1962 do roku 2011. Zcela zásadním faktorem pro pokles DTR ( $0,157\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{desetiletí}$ ) je zachycen vzrůst jak maximální, tak hlavně minimální teploty, především v posledních 20 letech (1990-2011). V regionálním měřítku se DTR výrazně snížil v období 1962-1989, od roku 1990 do roku 2011 nedošlo k žádné významné změně ve všech klimatických regionech (viz obr. 9). Během celého studovaného období se DTR významně snížila ve všech osmi klimatických oblastech, protože minimální teploty měly větší nárůst než teploty maximální. Sezónní poklesy DTR byly největší v zimě a nejnižší pak v létě jak na celostátní, tak na regionální úrovni. Trendy DTR se

snižovaly postupně od severu na jih Číny. Dále Shen a kol. (2014) potvrzují ostatní autory o fakt, že pokles slunečního svitu je jedním z nejdůležitějších důvodů poklesu DTR ve všech částech Číny kromě tibetské plošiny. Doplnuje, že od roku 1962 do roku 1989 došlo k poklesu trvání slunečního svitu na úkor DTR. Od roku 1990 do roku 2011 zůstaly DTR i SD bez trendu, s mírným nárůstem v 90. letech a mírným poklesem v letech 2000-2011. Podrobnějším výzkumem se v této oblasti věnoval Ye a kol. (2009), který na dostupných datech upřesnil fakt, že vlivem globálního stmívání a rozjasnění měla větší růstový trend<sup>19</sup> minimální teplota oproti maximální teplotě.



Obr. 9. Lineární trendy a anomálie maximální, minimální teploty a DTR v Čínské lidové republice za období 1962-2010

Z oblasti Evropy je jako příklad vybráno zájmové území Pobaltských zemí za období 1951-2010, které v rámci DTR trendů v sezónních rozdílech zkoumali Jaagus a kol. (2013). Jejich přístup k rozdělení stanic na pracovní skupiny spočíval v zeměpisné šířce, nadmořské výšce, a především ve vzdálenosti od Baltského moře<sup>20</sup>, kdy tento faktor hraje zásadní roli na výslednou hodnotu DTR. Co se týče poklesu trendu DTR, tak zde byl potvrzen pouze v zimním období (leden–březen) a také částečně v červnu, což koreluje s trendy maximální a minimální teploty vzduchu.

<sup>19</sup> Po roce 1989 růst trendů jak maximálních teplot, tak minimálních teplot

<sup>20</sup> stanice rozděleny na oceánské a kontinentální

Vysvětlením poklesu trendu DTR v zimě, jak uvádí (Jaagus 1997, Draveniece a kol., 2007) může také být snižování počtu dní se sněhovou pokrývkou během studovaného období. Růst trendu DTR byl zaznamenán v dubnu a částečně v květnu. V celkovém ročním trendu za sledované období však k žádnému trendu nedošlo. V této studii jsou trendy DTR méně výrazné a nejsou moc podobné globálním trendům ve studiích, které zastávají názor obecného snížení DTR (Karl a kol. 1993, Stone a Weaver 2002, Vose a kol. 2005).

### ***3. Data a metody***

Datové soubory pro objektivní hodnocení teplotních charakteristik, ale i jiných sledovaných meteorologických prvků v rámci území České republiky za dostatečně dlouhé období (více než 40 let), jsou v rámci měření Českého hydrometeorologického ústavu kvalitativně na dobré úrovni. Co se týče počtu měření stanic od 60. let 20. století, je tento výběr omezený na méně stanic, než by bylo bývalo potřeba do výzkumu zahrnout. Nedostatkem v tomto ohledu jsou zejména horské stanice z pohraničních oblastí. Ty nemají dostatečně dlouhou řadu pozorování, anebo měří pouze vybrané meteorologické prvky. Pro zbývající území v rámci ČR jsou stanice v prostorovém měřítku poměrně dobře rozmístěné a mají tak slušnou vypovídající hodnotu pro svoje blízké okolí.

Pro výpočet denní amplitudy teploty vzduchu jsou nutné údaje o denní maximální a minimální teplotě na každé stanici. Použity byly i doplňující prvky jako je průměrná denní teplota a nadmořská výška stanice, která je zcela zásadní pro výskyt a rozložení vysoké hodnoty DTR. Sledovanými prvky jsou také výška sněhové pokrývky a denní sluneční svit. Dalším údajem a zároveň rozhodujícím faktorem pro velikost DTR je typ synoptické situace určený z „Brádkovo katalogu povětrnostních situací“, který analyzuje polohu tlakových útvarů a v určitém případě i vliv vzduchových hmot v rámci evropského měřítka.

#### ***3.1. Staniční data***

Klimatologická i meteorologická staniční síť v České republice, kde probíhají měření jednotlivých prvků, je poměrně rozsáhlá a rovnoměrně rozložená po celém území. Počet všech měřících stanic je přes 800 (stav k roku 2011). Avšak toto číslo zahrnuje jak profesionální, tak dobrovolné stanice, které se ještě dělí na meteorologické (resp. klimatologické) stanice, na srážkoměrné stanice a na totalizátory zastoupené v horských oblastech (ČHMÚ). Společně stanice vytváří kvalitní souvislou síť pozorování nejen



pro sledování a vyhodnocování nejrůznějších jevů, ale také důležité informace pro předpovědní modely. Nejrozsáhlejší program měření a zároveň nejvyšší postavení v měřicí síti zastupuje 38 tzv. synoptických stanic, které jsou součástí synoptických stanic Světové meteorologické organizace (WMO). Svá naměřená data posílají každou hodinu do centrály umístěné v Praze v Komořanech. Ohledně historického kontextu meteorologického pozorování na zdejším území má nejstarší dostupnou řadu měření Praha Klementinum s počátkem již v roce 1775 (ČHMÚ). Dřívější záznamy pozorování se nachází pouze v kronikách. I s tímto faktem lze říci, že „klementinská řada“ pozorování má délku již 250 let. Přes výpadky v měření, nedodržení stanovených parametrů pro umístění a polohu meteorologické stanice ve středu města, jsou tyto záznamy o měření velice ceněny.

Pro svůj výzkum jsem ovšem musel zvolit klimatologické stanice, které již prodělali verifikaci dat, za kterou zodpovídá ČHMÚ<sup>21</sup>. Právě pro tato data již nemusí být použity případné testy homogenity, protože případné extrémní či chybné hodnoty jsou již vyloučeny.

Samotnému výběru stanic pro výzkum denních amplitud teploty vzduchu za zimní období předcházely různé faktory. Co se týče vybraných staničních dat v samotném výzkumu práce, jedná se o výběr stanic, kde prvním kritériem byla dostatečně dlouhá řada pozorování. Aby tato řada měla dostatečnou vypovídající hodnotu z hlediska klimatologického významu, bylo nutné zahrnout alespoň 30let (a více) pozorování. Toto kritérium bylo splněno, kdy jednotlivé stanice mají vybrané období od roku 1961 až 2007. Z hlediska rozmachu pozorování a dostupnosti dat pro vícero stanic byl zvolen začátek datového souboru v roce 1961. Konec datového souboru, již zmíněný rok 2007, je vybrán z důvodu nedostupnosti dat následujících roků pro většinu stanic, avšak i přesto datová řada zahrnuje 46 let pozorování a z klimatologického hlediska je více než dostačující.

Druhým kritériem byl výběr stanic s reprezentativní polohou pro daný region či lokalitu v rámci ČR, jejich rovnoměrné rozmístění a současně i zastoupení různých nadmořských výšek. Pro toto kritérium byly stanice členěny a přiřazovány do jednotlivých typů příslušící rozsahu nadmořských výšek v rámci pestrého reliéfu České republiky (*více viz Metody práce*).

---

<sup>21</sup> klimatologické termíny měření jsou v 07, 14, 21 h středního místního slunečního času platné pro lokalitu stanice, čímž jsou zajištěny homogenní podmínky pro získávání dat

Po aplikaci kritérií zahrnovala vybraná síť celkem 49 stanic, pro která byla dostupná denní měření v období 1961–2007, obsahující verifikovaná data pro průměrné denní teploty vzduchu (°C), denních minimální a maximální teploty vzduchu (°C), vypočtené hodnoty DTR (°C) a také typu synoptické situace. Použity jsou i údaje, které nebyly sledovány na všech stanicích, například v rámci 26 stanic celková denní výška sněhové pokrývky (cm) a v celkovém zastoupení 7 stanic, údaje o denním slunečním svitu (h). Ne všechny zahrnuté stanice měly nepřetržitou délku pozorování. Kupříkladu na stanici Labská bouda se začalo měřit až od začátku roku 1979, tudíž data z významné situace ze dne 31. 12. 1978 neexistují. Dalšími nedostatky mohou být již zmíněné nekompletní řady pozorování vlivem různých výpadků, či technických omezení, kdy chybí celé měsíce pozorování. Tento problém je ale výjimečný a vyskytuje se pouze na 3 stanicích.

Zdrojem pro doplnění synoptické situace dle Brádkova katalogu pro denní charakteristiky je kalendář synoptických situací, vytvořený ČHMÚ, kdy příslušná synoptická situace pro každý den je založena na subjektivní analýze v rámci poloh tlakových útvarů a směru proudění. Problém, který zde v určování synoptického typu může nastat, je v případě nerozhodnosti, či ovlivnění části území jiným typem synoptické situace. Avšak tyto situace nejsou moc časté a ve většině případů lze typy s velkou jistotou přiřadit. Naopak výhodou pro tento kalendář je jeho zaměření přímo na Česko případně Slovensko. Také jeho dlouhodobé využívání a z toho vyplývající porovnávání jednotlivých synoptických typů (Cahynová, Huth, 2007).

Zdrojem pro veškerý souhrn použitých dat je databáze Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ), který má dané stanice pod svojí správou. Nutno podotknout, že všechny stanice použité ve výzkumu jsou zpravidla pod správou ČHMÚ, s výjimkou stanice Milešovka, kterou spravuje Ústav fyziky atmosféry (ÚFA).

### **3.2. Metody výzkumu**

#### **3.2.1. Příprava, třídění a odvození extrémních hodnot DTR**

Metodika pro daný výzkum byla provedena v různých softwarových programech určených zejména pro statistické, matematické, grafické, či mapové výstupy. Data pro všechny zvolené stanice byla nejprve upravena z textových souborů do přehledných tabulek a následně vytríděna pro zvolené zimní období (čili prosinec, leden únor a březen). Dále pro jednotlivé dny na všech stanicích byly vypočítány denní amplitudy teplot z rozdílu maximální a minimální teploty vzduchu naměřenou ve 2 metrech (viz. 2 kap.). Další nutnou součástí bylo vytrídění a přiřazení 28 synoptických typů dle již zmíněného „Brádkova katalogu povětrnostních situací“.

Následovala část zvolení vhodného kritéria pro výběr extrémně vysokých hodnot DTR, kde toto kritérium bylo určeno 95. percentilem, který odděloval nejvyšší hodnoty DTR všech stanic. Výsledný počet dnů s extrémně vysokými případy nebyl na všech stanicích stejný, nicméně se mezi sebou lišil v rámci jednotek dnů. Počet těchto extrémních dnů byl v průměru 272 na každé stanici. Data nezahrnovala vždy kompletní řadu pozorování, pro příklad stanice Labská Bouda (1315 m n. m.), která měří až od začátku roku 1979. Celkový počet dnů nad 95 % má méně než ostatní, nicméně je reprezentativní v rámci horských stanic a také vhodným umístěním v rozložení vybraných stanic.

Zvoleným softwarem pro úpravu dat byl Microsoft Excel 2016. Pro statistické a grafové účely byl využit program Grapher a IBM SPSS Statistica. Z hlediska mapových výstupů a geografických informací je využit program ArcMap od společnosti ESRI.

### **3.2.2. Členění stanic**

Stanice jsou členěny na základě nadmořské výšky, kdy jsou vytvořeny 3 jednotlivé kategorie pro nížinné, pahorkatinné a horské stanice (viz tab. č. 1.). Rozdělení členění je pro nížinné stanice do 399 m n. m., pro pahorkatinné stanice od 400 do 799 m n. m. a pro horské stanice pak od 800 m n. m. výše. Zvolená mez mezi přechodem nížinných a pahorkatinných stanic je nastavena z důvodu přibližně stejného zastoupení stanic v obou kategoriích. Dle roztrídění stanic do kategorií se dále porovnávají at' už mezi sebou nebo se základním souborem všech stanic v rámci extrémních hodnot DTR.

Další členění je dle příslušného měsíce, kterému opět náleží příslušná extrémní hodnota DTR. Zkoumaným parametrem je mimo jiné vliv jednotlivých měsíců na nadmořské výšky stanic nebo také četnost DTR pro všechny stanice dle jednotlivých měsíců znázorněné pomocí histogramů. Pro jednu ze zmiňovaných metod je vytvořen speciálně upravený kruhový graf (tzv. Polar scatter plot) v již zmiňovaném programu Grapher, kde jsou hodnoty DTR pro jednotlivé dny v roce naneseny na upravené výseči, kde každý sektor představuje jeden měsíc. S tímto grafem lze pracovat pouze ve stupních, či radiánech, proto bylo nutné příslušné datumy extrémních DTR nejdříve převést na stupně a posléze vykreslit.

### 3.2.3. Metoda porovnávání 2 stanic

Tato metoda spočívá ve vybrání a porovnání dvou blízko u sebe ležících stanic<sup>22</sup> s relativně vysokým rozdílem nadmořských výšek. Základním výběrem kandidátů je pravidlo, že čím blíže jsou stanice od sebe vzdálené, tím je možné menší převýšení, totéž platí i opačně, kdy jsou stanice od sebe více vzdálené, ale převýšení zde musí být výrazně větší (viz tab. 1.). Ve výzkumu jsou vybrány 3 skupiny po dvou stanicích plus jedna speciální skupina, kterou tvoří pražské stanice. Stanice jsou dále mezi sebou porovnávány v rámci jednotlivých měsíců za použití krabicového grafu.

Přímá vzdálenost stanic	Výškový rozdíl stanic
do 10 km	od 300 m
do 20 km	od 600 m
do 30 km	od 900 m

Tab. 1. Rozhodující kritérium pro výběr porovnání 2 stanic

### 3.2.4. Výběr společných případů

Metoda výběru společných případů spočívá ve zvolení vhodných případů, které reprezentují jak advekční, tak i radiační charakter počasí, kdy se extrémní hodnoty DTR vyskytují plošně na většině stanicích<sup>23</sup>. Prvním přístupem je zvolení dvou případů, kdy došlo k průměrně nejvyšším hodnotám DTR ze všech stanic za daný den (případně 2 dny v rámci advekce ze dnů 31. 12. 1978 a 1. 1. 1979) a zároveň se tyto extrémní hodnoty DTR vyskytly na většině stanic v daném případě. Oba případy jsou mezi sebou porovnány pomocí mapových výstupů jak z hlediska DTR hodnot z jednotlivých stanic, tak doplňkově pomocí průměrných teplot vzduchu, průměrné maximální a minimální teploty průměrného slunečního svitu a také počtu stanic, které splňují 95. percentil výběru extrémního DTR.

Druhým přístupem je výběr takových případů, které se vyskytly na všech stanicích při členění do příslušné kategorie nadmořské výšky, nebo případně je tuto metodu možné použít na všechny stanice jako celek. Spojením stejných dnů, kdy se vyskytla extrémní DTR lze získat informaci o počtu stanic na kterých se vyskytla extrémní hodnota DTR. Tento výběr je velice specifický a zahrnuje jak plošný charakter při určitých synoptických situacích, tak i charakter staničních extrémů DTR.

<sup>22</sup> přímá vzdálenost mezi stanicemi do 30 km

<sup>23</sup> kde se k sobě přiřazují stejné dny s extrémní amplitudou

### 3.2.5. *Směry synoptických typů*

Pro tuto část byly použity synoptické (cirkulační) typy podle Brádkova katalogu. Z hlediska jejich synoptických typů je v první řadě určen převládající cyklonální či anticyklonální charakter, a z toho vyplívající převládající směr proudění (Beranová, Huth, 2003). Pro vhodnou prezentaci byly jednotlivé synoptické typy zařazeny do příslušných skupin podle větrné růžice (obr. 11).

Všechny synoptické typy však nemohly být v rámci zařazení do skupin podle cyklonálního charakteru zařazeny, jedná se o typ Cv (výšková cyklóna), který nemá definici o přízemním tlakovém poli. Dalším typem je Vfz, čili vchod frontální zóny, který je reprezentován barickým sedlem, tudíž ho nelze pro cyklonální charakter použít.

K dalšímu znázornění skupin podle větrné růžice určených nebyly zařazeny typy B, Bp, Vfz, C, Cv, A, a Ap<sub>1-4</sub>, kdy během těchto situací se výrazně mění směr přízemního tlakového gradientu, nebo je naopak gradient velice slabý, proto je směr větru značně proměnlivý, či téměř nulový (Beranová, Huth, 2003). Zároveň došlo kvůli zjednodušení k možnému spojení některých typů podle převládajícího směru proudění, jsou jimi typy SW<sub>C1-3</sub> a dále typy Wc a Wcs. Extrémní případy synoptických typů, ve kterých byla relativní četnost méně než 1 % nebyly do výsledků zahrnuty z důvodu nejasného zastoupení příslušného směru proudění. Případy podle převládajícího směru proudění jsou dále členěny podle kategorií nadmořských výšek.

Pro zobrazení směrů podle převládajícího proudění je ke každému extrémnímu případu DTR přiřazen typ synoptické situace. Tento typ je dále vážen počtem případů stanic, které se v daném případě (dni) vyskytli. Výstupem je větrná růžice s výsledným převládajícím směrem proudění. Výslednou hodnotou je bezrozměrné číslo, které vyjadřuje dominantní směr pro extrémní případy DTR jak pro všechny stanice, tak pro jednotlivé kategorie.

### 3.2.6. *Sluneční svit a sněhová pokrývka*

Sluneční svit je v první řadě vytríděn do 2 kategorií (viz. tab. 2.). Smysl kategorií spočívá v odlišení jednotlivých dnů, při kterých nastává extrémní DTR, kdy do první kategorie spadá velmi krátký či žádný sluneční svit. Druhá kategorie je vymezena pro velmi dlouhou či maximální dobu trvání pro dané období. Hodnoty mezi těmito dvěma kategoriemi nebyly použity z důvodu velice širokého intervalu, který by neměl dobrou vypovídající hodnotu pro typický radiační charakter počasí. Pro použití všech hodnot slunečního svitu by bylo potřeba mít informace o oblačnosti a tento výzkum by byl nad

rámec diplomové práce. V dalším kroku je určeno zastoupení jednotlivých kategorií po měsících a přidána jejich průměrná hodnota DTR ze základního výběru extrémních případů DTR. Následovalo sledování jednotlivých stanic z hlediska trvání slunečního svitu a posuzování vlivu na extremitu DTR.

Kategorie SSVIT(u)	
I.	(0 až 1 h)
II.	(od 8 h a více)

Tab. 2. Zvolené kategorie pro sluneční svit

Ovlivnění sněhové pokrývky na DTR stanic je posuzována z hlediska, zda sněhová pokrývka byla (<1 cm) či nebyla (0 cm). Z tohoto pohledu jsou stanice jednotlivě posuzovány, jednak v četnosti případů zvlášť za každou stanicí a také v rozdílu DTR na sněhové pokrývce, či na holém povrchu.

### 3.2.7. Tvorba mapových výstupů

Mapové výstupy jsou vytvořeny zejména na základě interpolace dat z vypočtené denní hodnoty DTR pomocí interpolační metody IDW, které jsou dále rozčleněny do jednotlivých tříd s pravidelnými intervaly. Další znázornění pomocí geografických informačních systémů je v bodové informaci (např. synoptická situace) v rámci mapového podkladu. Pro podklady mapových výstupů je použita databáze ArcČR500, kde se nachází vhodné vrstvy administrativního členění Česka nezbytné pro prezentaci výsledků. Zde je použita polygonová vrstva státního území a polygonová vrstva krajů. Dalším podkladem je topografie znázorněná pomocí digitálního modelu reliéfu. Veškeré mapové výstupy jsou v souřadnicovém systému S-JTSK Křovákova zobrazení.

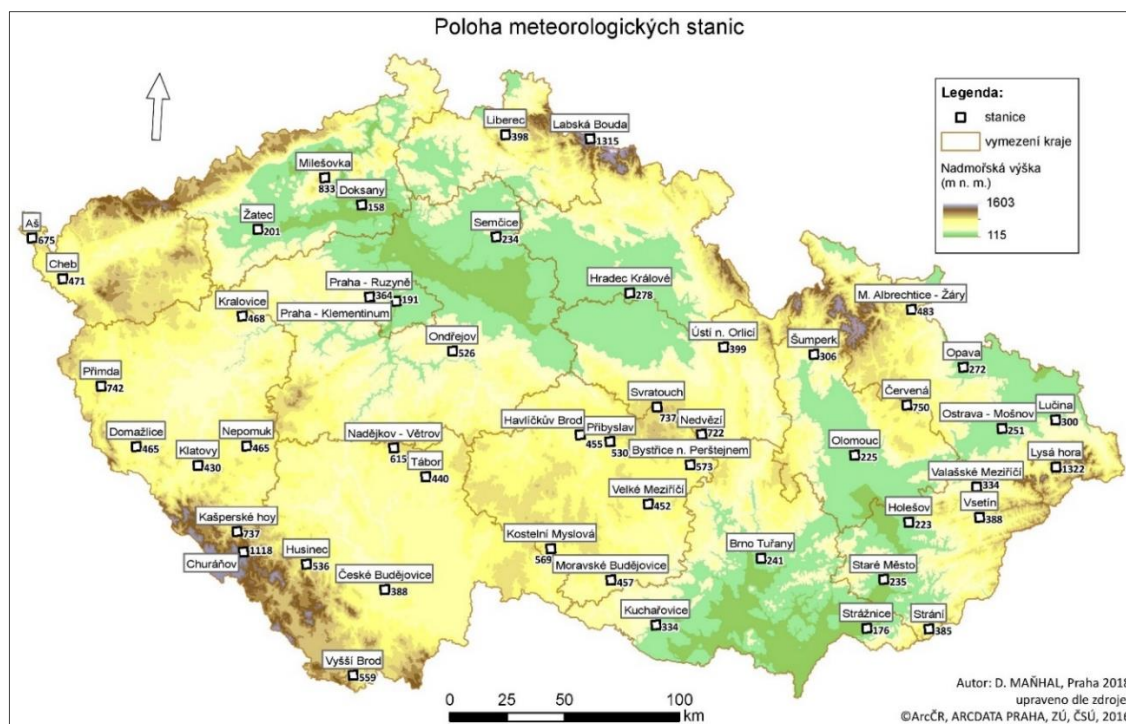
## Oblast výzkumu

### 4. Zájmové území

Zájmovým územím pro tento výzkum je celé území České republiky v zimním období (prosinec, leden, únor, březen), které je dále reprezentováno daty extrémních amplitud teploty vzduchu z již zmíněných 49 klimatologických stanic, které jsou uvedeny v tab. 3. seřazené vzestupně dle nadmořské výšky.

Název stanice	nadm. výška	max DTR	datum výskytu	synop. situace	Název stanice	nadm. výška	max DTR	datum výskytu	synop. situace
Doksany	158	25,1	24.3.2003	A	Havlíčkův Brod	455	24,5	13.2.1985	Ea
Strážnice	176	26,0	25.3.2003	A	Moravské Budějovice	457	23,6	1.1.1979	NEc
Praha-Klementinum	191	21,2	31.12.1978	Vfz	Domažlice	465	27,3	29.3.1968	A
Žatec	201	25,0	17.3.2004	A	Nepomuk	465	26,4	18.3.2004	A
Holešov	224	24,1	1.1.1979	NEc	Kralovice	468	21,5	14.1.1968	Wc
Olomouc	225	23,7	14.1.1982	A	Cheb	471	22,1	31.3.1998	A
Semčice	234	21,2	31.12.1978	Vfz	M. Albrechtice-Žáry	483	22,8	22.1.2006	Vfz
Staré Město	235	22,2	1.1.1979	NEc	Ondřejov	526	23,3	31.12.1978	Vfz
Brno-Tuřany	241	21,5	24.3.2003	A	Přibyslav	530	21,8	13.2.1985	Ea
Ostrava-Mošnov	251	23,0	2.3.1963	A	Husinec	536	24,1	11.3.2002	Ap <sub>2</sub>
Opava	272	24,6	22.2.1979	Ea	Vyšší Brod	559	28,7	3.3.1963	A
Hradec Králové	278	21,3	29.3.1968	A	Kostelní Myslová	569	24,3	1.1.1979	NEc
Lučina	300	28,0	1.1.1979	NEc	Bystřice n. Pernštejnem	573	22,7	1.1.1979	NEc
Šumperk	306	25,9	24.2.2003	A	Nadějkov-Větrov	615	21,9	1.1.1979	NEc
Kuchařovice	334	23,5	1.1.1979	NEc	Aš	675	23,5	31.12.1978	Vfz
Valašské Meziříčí	334	27,8	1.1.1979	NEc	Nedvězí	722	20,1	22.1.2006	Vfz
Praha-Ruzyně	364	21,9	31.12.1978	Vfz	Kašperské Hory	737	25,2	1.1.1979	NEc
Strání	385	25,7	1.1.1979	NEc	Svratouch	737	18,9	22.1.2006	Vfz
České Budějovice	388	25,0	1.1.1979	NEc	Přímda	742	22,4	1.1.1979	NEc
Vsetín	388	27,7	1.1.1979	NEc	Červená	750	23,2	22.1.2006	Vfz
Liberec	398	19,7	19.1.1963	NEa	Milešovka	833	21,4	31.12.1978	Vfz
Ústí n/Orlicí	399	24,1	13.2.1994	Ec	Churáňov	1118	23,4	1.1.1979	NEc
Klatovy	430	23,7	1.1.1979	NEc	Labská bouda	1315	19,2	1.1.1979	NEc
Tábor	440	28,5	14.1.1968	Wc	Lysá hora	1322	27,9	1.1.1979	NEc
Velké Meziříčí	452	24,8	28.2.1963	Ea					

Tab. 3. Souhrn vybraných stanic řazený vzestupně dle nadmořské výšky a jejich maximální hodnota DTR, datum výskytu a příslušná synoptická situace. Zeleně – nížinné stanice, žlutě – pahorkatinné stanice, hnědě – horské stanice



Mapa 1. Topografie a poloha stanic v ČR

#### 4.1. Fyzicko-geografická charakteristika Česka

Česká republika se nachází ve Střední Evropě s rozlohou 78 866 km<sup>2</sup>, kdy se jedná o vnitrozemský stát.

Přírodní poměry ČR z hlediska geologické stavby, náleží ke dvěma základním geologickým jednotkám. Z větší části vyplňuje území Český masiv, který vznikl při hercynském vrásnění ve středním devonu až svrchním karbonu. Celkově je Český masiv prvohorního stáří a má přesah i do sousedních států. Druhou geologickou jednotkou je část Západních Karpat, která zasahuje do východní části Moravy a Slezska. Tato jednotka je součástí alpínsko-himalájské soustavy, která byla vyvrásněna na konci druhohor a zejména pak na začátku třetihor (Chlupáč a kol., 2002).

Ohledně geomorfologického členění České republiky (Demek a Mackivčín, 2006), území vyplňují čtyři geomorfologické provincie, z nichž největší plochu zaujímá Česká vysočina (cca 75%), Západní Karpaty na jihovýchodě, dále již malou částí Středoevropská nížina (součástí Hercynského systému) na severovýchodě území v Opavské pahorkatině a jako poslední Západopanonská pánev na jihovýchodě v Dolnomoravském úvalu. Související topografie je velmi různorodá a členitá v porovnání s ostatními státy ve Střední Evropě s výjimkou alpského pohoří. Demek (1987) uvádí nejčastější typ morfometrického georeliéfu v ČR, kterým je



pahorkatina<sup>24</sup> zaujímající kolem 50 % rozlohy státu. Rozmezí nadmořských výšek kolísá od nejvyššího bodu Sněžky (1603 m n. m.) až po nejnižší bod v Hřensku (115 m n. m.), kde vodní tok Labe opouští ČR. Na tvarech reliéfu a topografii je závislé klima dané oblasti.

Přírodní poměry z hlediska klimatologie uvádí klasifikace dle Alisova, kdy ČR obecně náleží do mírného vlhkého podnebí se střídáním 4 ročních období (Vysoudil, 2004). Z hlediska světově rozšířené klasifikace původně dle W. Köppena je možné vyčlenit různé klimatické oblasti v závislosti na nadmořské výšce, teplotě a na rozložení srážek během roku. Tolasz (2007) uvádí, že v České republice se vyskytuje podtyp Cfb<sup>25</sup>, čili nejrozšířenější oblast podnebí listnatých lesů v nižších nadmořských výškách. Dále podtypy Dfb a Dfc<sup>26</sup>, které vymezují boreální klima a jako poslední typ ET, vyskytující se v nejvyšších polohách (např. hřebeny Krkonoš, Jeseníky) označovaný jako horská tundra. Vysoudil (2000) uvádí, že průměrná roční teplota je nejvíce ovlivněna nadmořskou výškou a dále georeliéfem. Z toho je patrné, že průměrná roční teplota vzduchu je velice odlišná v rámci daného území a pohybuje se od 0,2 °C na vrcholku Sněžky (1603 m n. m.) po 9,5 °C v jižní části Dolnomoravského úvalu poblíž Hodonína (kolem 170 m n. m.) a také v Praze Klementinu (přes 10 °C) ovlivněném tepelným ostrovem města. Hodnoty srážkových úhrnů jsou jak prostorově, tak časově variabilní a závisí jak na fyzikálním procesu vzniku, tak na atmosférické cirkulaci a orientaci svahu vůči proudění vzduchu. Průměrná roční udávaná hodnota úhrnů srážek pro ČR je 666 mm, kde převážně dominuje oceánský charakter klimatu (západ území), avšak přes protáhlý tvar v rovnoběžkovém směru a rostoucí vzdálenost od moře, způsobuje mírný nárůst kontinentality klimatu na východě území.

Z pohledu hydrologie (Němec a Hladný, 2006) se území nachází na hlavním evropském rozvodí, které tvoří rozvodnice úmoří Severního, Černého a Baltského moře a zároveň významnou pramennou oblast. Česko rozděluje 3 povodí, Labe (63,2%), Dunaj, kde ústředním tokem je řeka Morava (27,6%) a Odra (9,2%). Hlavním zdrojem vodnosti jsou srážky, jak dešťové, tak sněhové.

Při přiblížení půdní charakteristiky, jak uvádí Kozák a kol. (2009) se území vyznačuje velice pestrým půdním pokryvem v různých vývojových stádiích. Počínaje od nejnižších nadmořských výšek v nivách velkých řek jsou zastoupeny fluvizemě,

---

<sup>24</sup> s výškovou členitostí 30-150 m a s rozsahem nadmořských výšek 200–600 m n m

<sup>25</sup> Cfb – mírné, vlhké podnebí s teplým létem

<sup>26</sup> Dfb – chladné kontinentální vlhké podnebí s teplým létem, příp. Dfc – s chladnou zimou

v menší míře pak regozemě. V nížinných oblastech Polabí a jižní Moravy jsou nejrozšířenějším typem černozemě. Ve vyšších nadmořských výškách (400–800 m) ve sníženinách a pánvích mají zastoupení pseudogleje. Nejčastějším typem vyskytující se v pahorkatinách a vrchovinách (450–850 m) jsou kambizemě, které zaujímají kolem 55 % území. V nejvyšších horských partiích, (zpravidla od 850 m a výše) lze nalézt podzoly, které se vyvíjejí v chladném a vlhkém klimatu.

Česko patří mezi rozmanité biogeograficky zajímavé oblasti celé Evropy. Podrobnějším vymezením se zabývá biogeografické členění (Culek a kol., 2005), které má za cíl rozdělení velice pestrého území na menší homogenní části z hlediska rostlinných společenstev. Základním rozdělením z hlediska biogeografické provincie je oblast středoevropských listnatých lesů vyskytující se na většině území a oblast panonské provincie, která se nachází pouze menší částí na jižní Moravě. K podrobnějšímu členění z hlediska rozdílnosti bioty v závislosti na klimatických faktorech, nadmořské výšce, případně expozici jsou vymezeny vegetační stupně podle „A. Zlatníka“ (Divíšek a kol., 2010). Podle zvyšující se nadmořské výšky je území zkráceně rozčleněno na stupně: dubový, dubo-bukový, bukový, jedlo-bukový, smrkový, klečový a alpský, který je rozšířen pouze v polohách nad 1500 m n. m. Největší zastoupení má bukový stupeň jednak díky své průměrné teplotě okolo 6,5 °C a také z důvodu nejčastějšího zastoupení nadmořských výšek okolo 400 až 650 m.

Při zkoumání klimatického systému jako celku jsou všechny výše uvedené fyzicko-geografické charakteristiky důležité a jsou jeho součástí. Zároveň mají přímý vliv společně s vnějšími a zejména antropogenními vlivy na další vývoj a změnu klimatu.

#### ***4.2. Specifické DTR na vybraných stanicích***

Z hlediska posuzování extrémních případů jsou předmětem zájmu stanice s neočekávaným, či nestandardním chováním, z hlediska extrémních hodnot DTR. (viz krabicový graf dle nadmořské výšky). Jedná se o nížinnou stanici Praha – Klementinum a pahorkatinnou stanici Vyšší Brod. U těchto stanic je ale opačný problém. Zatímco stanice v Klementinu by měla mít vzhledem ke své nadmořské výšce hodnotu mediánu DTR vyšší, než se skutečně ve výzkumu prokazuje. U stanice Vyšší Brod je tento jev opačný, kdy tato stanice dosahuje ze všech zahrnutých stanic zcela nejvyšší hodnotu mediánu DTR. Zároveň jeho hodnota 25. percentilu převyšuje hodnotu 75. percentilu všech stanic.

Možné vysvětlení tohoto zjištění pro stanici Praha – Klementinum je její poloha uvnitř tepelného ostrova města, který je podle Beranové a Hutha (2003) více patrný při anticyklonálních situacích, konkrétně pak pro putující anticyklóny typu ( $Ap_4$ ), kdy tyto situace se vyznačují nejdelší dobou trvání slunečního svitu. Rozdílní vliv má zcela jasně využití území, kdy tepelná energie ze slunečního záření se akumuluje v městské zástavbě (budovy, silnice) a v noci se tato energie uvolňuje, čímž dochází ke zvýšení minimální teploty, a tudíž i menší amplitudě teploty vzduchu. Obecně lze konstatovat, že teplený ostrov je nejvýraznější v lednu, a to až o 2,45 °C v ostatních zimních měsících a březnu jsou hodnoty přibližně o desetinu méně výrazné.

Co se týče stanice Vyšší Brod, tak zde nastávají extrémně vysoké denní amplitudy teplot především z důvodu členitého reliéfu, konkrétně polohy vně údolí řeky Vltavy při stékání studeného vzduchu. Zároveň u denních teplot dochází k intenzivnímu prohřívání a promíchávání vzduchu, kdy i přes polohu stanice na mírném severovýchodním svahu (do 3°) dosahuje svých maximálních teplot v pozdním zimním období obvykle vyšších než jiných stanicích v rámci Jihočeského kraje. Těmto faktorům nahrává ještě projev anticyklonální typ počasí a případně sněhová pokrývka.

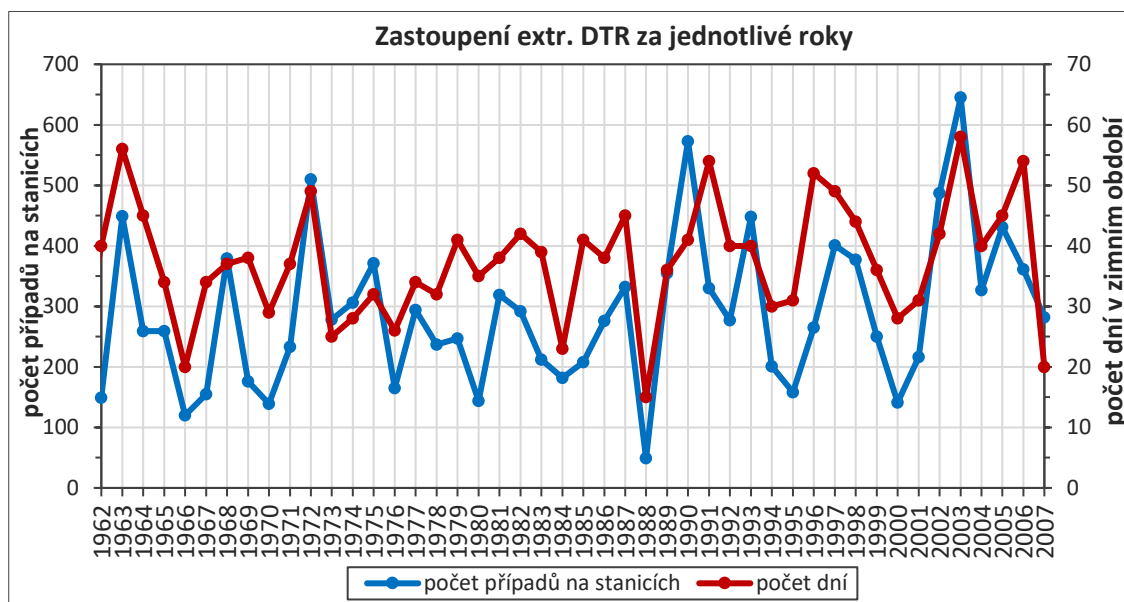
### *Praktická část*

## **5. Extrémní případy DTR za zimní období v Česku**

### **5.1. Výskyt extrémních případů DTR**

V obecném pojetí se výzkum nejprve zaměřuje na rozložení extrémně vysokých hodnot DTR v rámci celého sledovaného období, které zde představuje 46 let pozorování (viz graf. č. 1.). Tyto případy DTR se v zimním období v České republice vyskytují plošně během zkoumaného úseku ve větší či menší míře poměrně pravidelně. V tomto ohledu se jednotlivému případu přiřazuje jedna událost extrémních DTR, která nastala na daných stanicích za příslušný rok. Součet všech případů ze všech stanic udává výsledný parametr „počet případů na stanicích“. Druhý parametr představuje počet dní v daném roce, kdy se tato extrémní hodnota objevila, nezávisle na ovlivnění jedné či více stanic. Z grafu vyplývá, že extrémní DTR hlavně nastává na více stanicích najednou. Méně je pak případů, kdy extrémní DTR nastává pouze na jedné stanici. Z tohoto důvodu jsou obě křivky (parametry) ve spojení s růsty a poklesy s počtem dní i počtem případů. Nikoliv však ve významu absolutních hodnot, kde každý parametr má zcela jiné měřítko četností. Na začátku grafu není zastoupen rok 1961 z důvodu

počátečního vybrání dat podle sezón čili až od prosince téhož roku. Z tohoto důvodu by rok 1961 v grafu neměl dobrou vypovídající hodnotu.



Graf 1. Porovnání zastoupení extrémních hodnot DTR za celé období v rámci počtu případů ze stanic a počtu dní

Počet případů je v grafu 1. znázorněn jako pravidelné kolísání ve větším či menším rozsahu. Vysoké absolutní četnosti zastupují roky 1990 a 2003, kdy rok 1990 zaznamenal přes 570 extrémních případů na stanicích a rok 2003 téměř 650 případů, což je nejvíce za celé sledované období. Naopak nejnižší četnost zastupuje rok 1988, který čítal pouze necelých 50 případů. Největší rozptyl hodnot navazuje na předešlé poznatky a nachází se mezi lety 1988 a 1990, rozdíl v tomto případě je 524 případů. Tento rozdíl je nejspíše zapříčiněn cirkulací, která nijak výrazně svými projevy v roce 1988 nepodporovala výskyt extrémních hodnot, v opačném případě rok 1990 byl příhodný z pohledu opakovaného a k tomu plošného ovlivnění většiny stanic příhodnou synoptickou situací (viz kapitola 5.6). Maximální absolutní četnosti počtu dní nad 55 zastupují roky 1963 a opět nejvýraznější rok 2003. Minimální absolutní četnosti pod 10 dní připadají opět na rok 1988.

Oba dva parametry na sobě nejsou přímo závislé neboli může nastat den, kdy bude zahrnuta většina stanic, ale také pouze 1 stanice. Nebo také den, kdy je extrémní hodnotou DTR ovlivněno např. 90 % stanic. Obecně je to dáno počtem stanic, na kterých se extrémní DTR vyskytuje.

Doplňkovou informací o nárůstu, či poklesu těchto 2 parametrů za uplynulé období vypovídá celkový lineární trend, který uvádí, že počet případů na stanicích vzrostl za

sledové období o 150. Růst zaznamenává i počet dní, který vzrostl přibližně o 6 dní<sup>27</sup>. Předpokladem extrémní hodnoty DTR je však i nadále neustálé kolísání v obou parametrech.

Dalším zaměřením extrémních DTR je jejich rozložení a velikost s ohledem na dané měsíce za celé sledované období uvedené na souboru grafů 2. Stejně měsíce jsou ze všech roků spojeny a dále charakterizovány. U histogramů je zásadní informace o celkovém průměru DTR a také celkový počet případů připadající na daný měsíc.

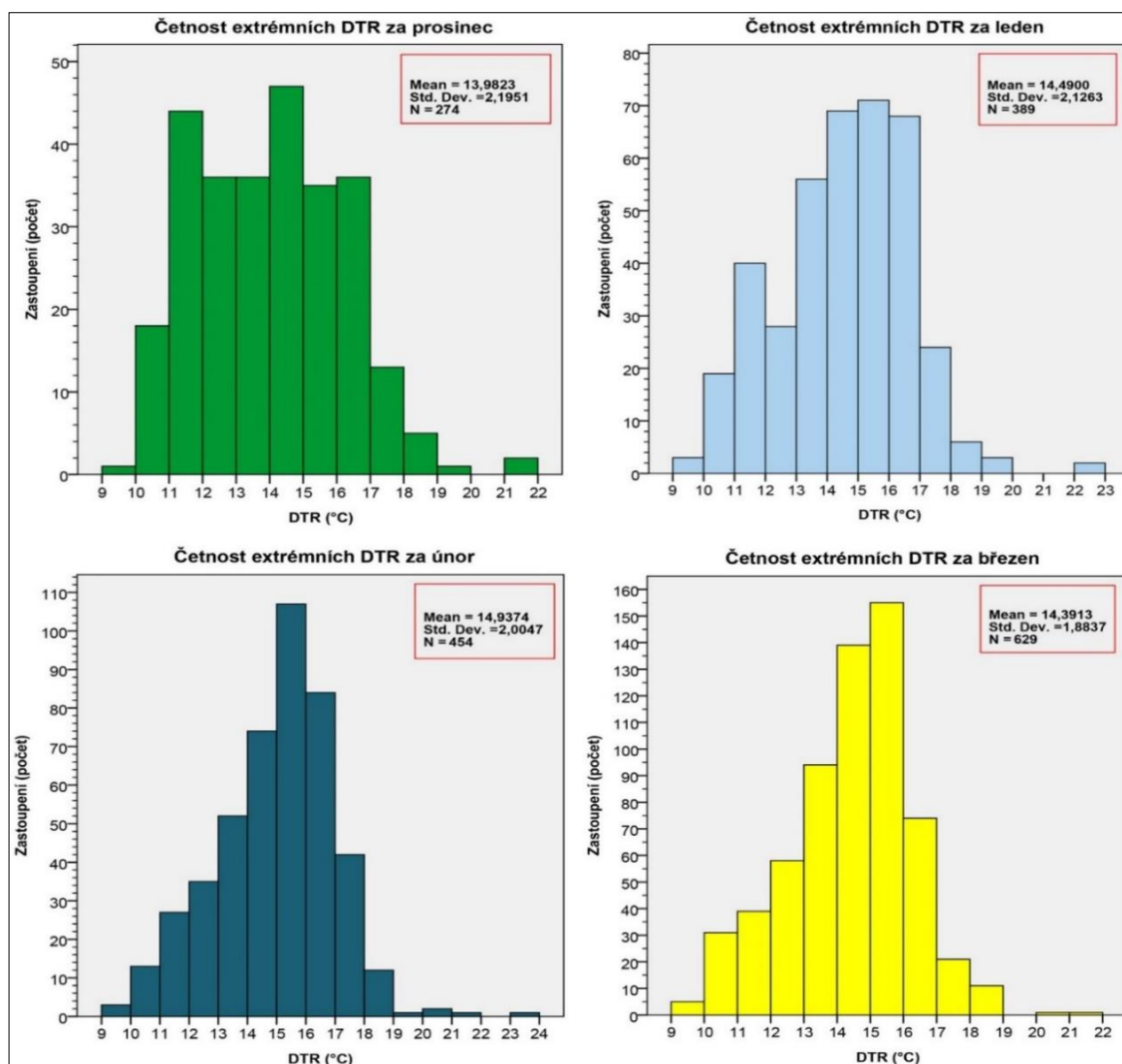
Při zastoupení četnosti extrémních případů v daném období se jedná o jejich nejmenší podíl právě v prosincových měsících, naopak největší podíl mají březnové měsíce. Histogramy zobrazují specifické rozložení velikosti průměrných extrémních DTR za jednotlivé případy.<sup>28</sup> Prosincové měsíce oproti jiným měsícům nemají tak pozvolný nástup k vyšším hodnotám, ale jsou dosti vyrovnané již v rozsahu 11 až 17 °C DTR. To může být způsobeno jednak tím, že celkově prosinec nemá tolik případů a také tím, že v prosincových měsících se nevyskytují tak často vysoké amplitudy teploty. Zároveň hodnoty 10 až 12 °C DTR se často vyskytují v tomto měsíci právě na horských stanicích a také na výše položených stanicích v rámci kategorie pahorkatinných stanic. Největší četnost mají hodnoty mezi 14 a 15 °C DTR, které jsou zastoupeny hlavně na nížinných stanicích. Lednové měsíce mající větší zastoupení v počtu případů zobrazují pozvolnější růst četností v nižších hodnotách s důrazem na určité zakolísání v intervalech 12 a 13 °C, které značí podobný jev jako u prosincových hodnot vlivem horských stanic a výše položených pahorkatinných stanic. Tyto zmíněné stanice mají hodnoty buďto nízké 10 až 12 °C anebo vysoké nad 14 a 15 °C, kde jsou doplněny již o vyšší hodnoty z níže položených stanic, které většinou na tomto intervalu mají počátek svých extrémních hodnot DTR. Ve dvou případech se zde nacházejí i odlehlé hodnoty se zastoupením 22 °C a více, přičemž jedna z nich je právě situace z 1. 1. 1979. Únorové četnosti se dosti podobají normálnímu rozdělení, avšak i zde se nachází vysoká odlehlá hodnota, která zde zahrnuje pouze jedinou stanici. Toto rozdělení je zapříčiněno kvůli vyššímu počtu případů zejména na nížinných stanicích a nižších pahorkatinných stanicích, které zde svým počtem zcela převládají před výše položenými stanicemi. Březnové měsíce pak mají největší počet případů z důvodu výraznějšího a častějšího radiačního ovlivnění. Histogram se také jako v předešlém případě podobá normálnímu

---

<sup>27</sup> Hodnota statistické významnosti lineárního trendu (počet případů na stanicích  $R^2=0,11$ ) a (počet dní na stanicích  $R^2=0,05$ )

<sup>28</sup> Rozsah průměrných DTR u histogramů je do 1 °C

rozdělení hodnot. Počáteční velký rozdíl mezi nejmenšími hodnotami je způsoben opět specifickými případy horských stanic. Největší absolutní četnosti zde zastupují průměrné hodnoty 15 až 16 °C DTR, které zahrnují přes 150 případů. Obecně lze říci, že krajní a odlehlé hodnoty v histogramech jsou také unikátními, či v jednotkách zastoupenými stanicemi. Naopak prostřední hodnoty jsou mnohem více ovlivněny případy s větším počtem stanic<sup>29</sup>.

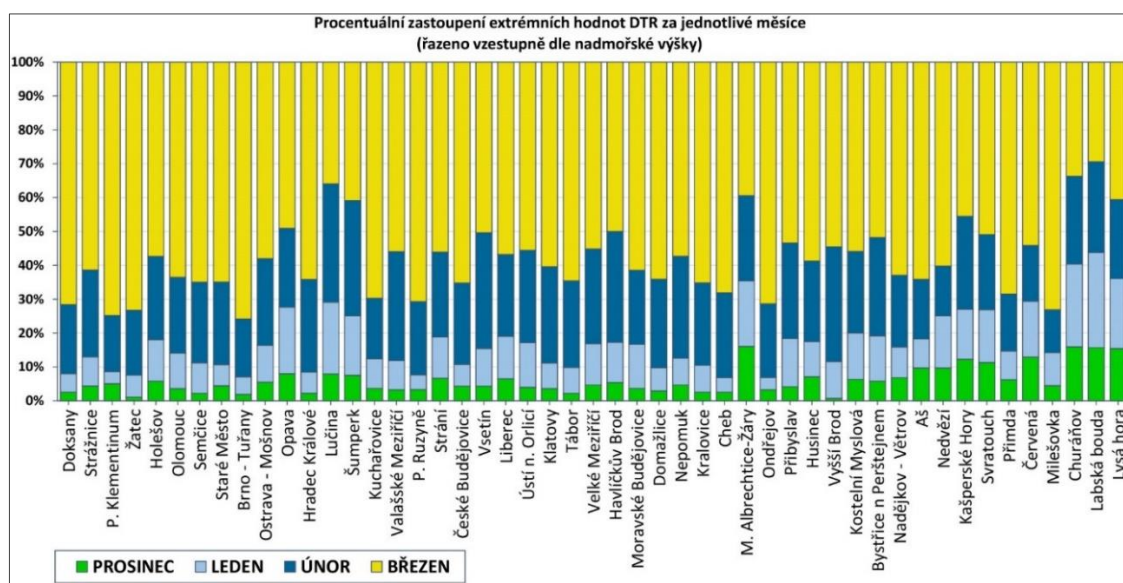


Graf 2. Soubor grafů znázorňující počet případů a zastoupení průměrných DTR v daných měsících

Na předešlé poznatky navazuje graf 3., který znázorňuje relativní zastoupení jednotlivých měsíců v extrémních případech DTR na každé stanici, které jsou řazeny vzestupně dle nadmořské výšky. Je zřejmé, že až na některé výjimky při vyšší nadmořské výšce, se nárůst podílu prosincových i únorových měsíců zvyšuje a v opačném případě se podíl březnových měsíců snižuje. To je dáno nižším radiačním ovlivněním právě u horských stanic. U níže položených stanic, zejména na

<sup>29</sup> Vyplyvající z „mezivýsledků“ o velikosti DTR a počtu stanic za jednotlivé měsíce

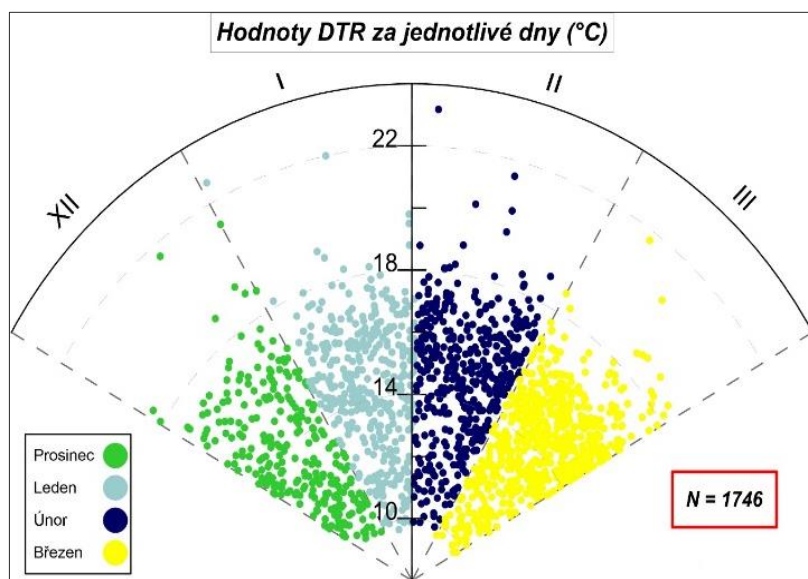
severovýchodě republiky, je nižší podíl březnových a vyšší podíl jednak lednových a také únorových případů, než na ostatních nížinných stanicích. Jedná se o stanici Lučina, Šumperk a v menší míře i Opava, kde je v určité míře možný vliv blízkosti místních pohoří, ať už Jeseníky nebo Moravskoslezské Beskydy. Tyto stanice se svými zastoupeními spíše podobají právě horským stanicím. Pahorkatinné stanice mají velice mírně klesající zastoupení v březnových měsících, které může být způsobeno menším ovlivněním extrémních DTR při radiačním charakteru počasí. Dále pohledu pahorkatinných stanic k nim ještě náleží stanice Moravské Albrechtice – Žáry, která také má velice podobné zastoupení jako horské stanice a zároveň disponuje celkově největší četností v prosincových měsících. Co se týče horských stanic, tak kromě stanice Milešovka, jsou ostatní stanice poměrně vyrovnané. Milešovka zde má podle zastoupení spíše nížinný ráz, kdy výskyt v březnových měsících převládá ze 70 %. Toto zjištění může být způsobeno jednak nižší nadmořskou výškou a také okolním reliéfem, který je charakteristický spíše izolovanými vrcholky než kompaktním pohořím, jako je to u dalších horských stanic.



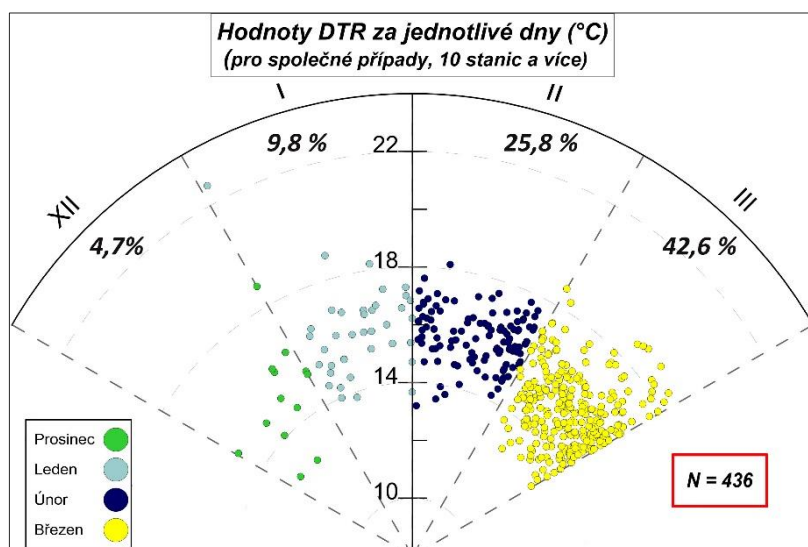
Graf 3. Relativní zastoupení výskytu extrémních hodnot DTR na stanicích za jednotlivé měsíce

Na grafu 4. jsou ve výšce znázorněny veškeré dny s extrémní DTR během sledovaného období. Tento graf je použit z důvodu názorného rozložení v rámci měsíců a také pro zobrazení celkových extrémů zpravidla nad 20 °C DTR, které zde z hlediska průměrných hodnot nemají v extrémních případech velkou vypovídající hodnotu z důvodu různého počtu ovlivněných stanic. Z tohoto důvodu je k dispozici také graf 5., který zobrazuje extrémní případy, které nastali alespoň na 10 a více stanicích, kde lze pozorovat nejnižší zastoupení společných případů v prosinci a nejvyšší v březnu. Dobře

patrné je, že v březnových měsících je více případů koncentrováno do oblasti mezi 14 až 16 °C DTR, kde jsou jimi zastoupeny hlavně dny na konci měsíce z důvodu silného ovlivnění slunečním svitem, tudíž i dobrý potenciál k ovlivnění více stanic.



Graf 4. Rozložení průměrné hodnoty DTR všech případů v rámci dnů

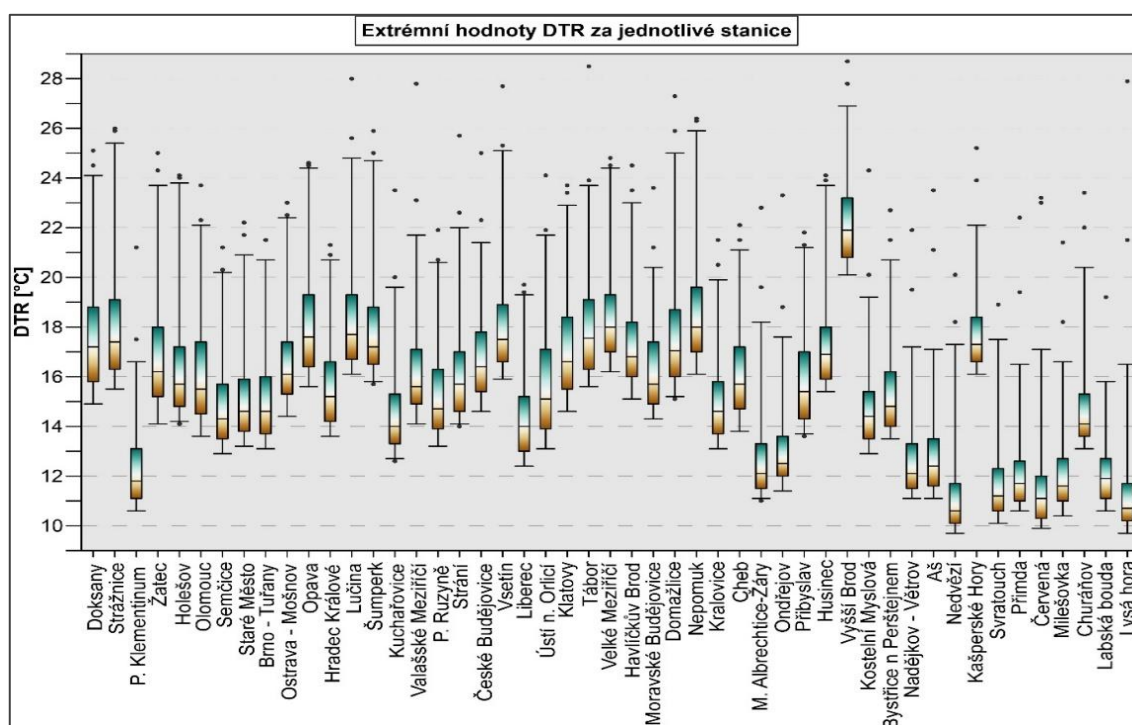


Graf 5. Rozložení průměrné hodnoty DTR případů s výskytem na 10 stanicích a více v rámci dnů  
Pozn.: relativní hodnoty znázorňují podíl ze všech případů.

V souvislosti s předešlými poznatky je pro doplnění zobrazen graf 6. v pojetí extrémních hodnot DTR za jednotlivé stanice, znázorněný pomocí „krabicového grafu“ v rozsahu 1/99 plus odlehlé body. Na první pohled je z grafu zřejmé, že nejnižše položené stanice nemají vždy nejvyšší hodnoty DTR, což je dáno hlavně polohou a také částečně reliéfem. V druhém případě vysoko položené stanice (až na stanici Churáňov) zahrnují nejnižší hodnoty alespoň co se týče dolních a horních kvantilů. Nížinné stanice



jsou i přes výjimky dosti vyrovnané, kdy se mediány pohybují od 14 do 17 °C DTR. Specifickým případem je stanice Praha – Klementinum, která má na svoji nadmořskou výšku (191 m n. m.) velice nízké hodnoty. Důvodem je již zmíněný tepelný ostrov města a celkově nevhodná poloha stanice (viz kap. 4.1.2.). Pahorkatinné stanice mají mnohem více variabilní hodnotu DTR, kdy se v některých případech může jednat o rozdíl mediánu až 11 °C DTR. Vysoké hodnoty zaujímají hlavně stanice Vyšší Brod, který je specifický svým údolním reliéfem a Kašperské Hory, které jsou pravděpodobně ovlivněny v určité míře fénovým efektem. Na tyto stanice pak navazuje horská stanice Churáňov, která má také vyšší hodnoty DTR než ostatní horské stanice, které mají hodnotu mediánu kolem 11-12 °C DTR. Tento jev spojený s föhnovým efektem vyplývá i z map průměrné měsíční amplitudy teploty vzduchu z Atlasu podnebí Česka (2007). Ten uvádí nejvyšší hodnoty DTR v zimních měsících právě v oblasti Šumavy a v jejím podhůří.

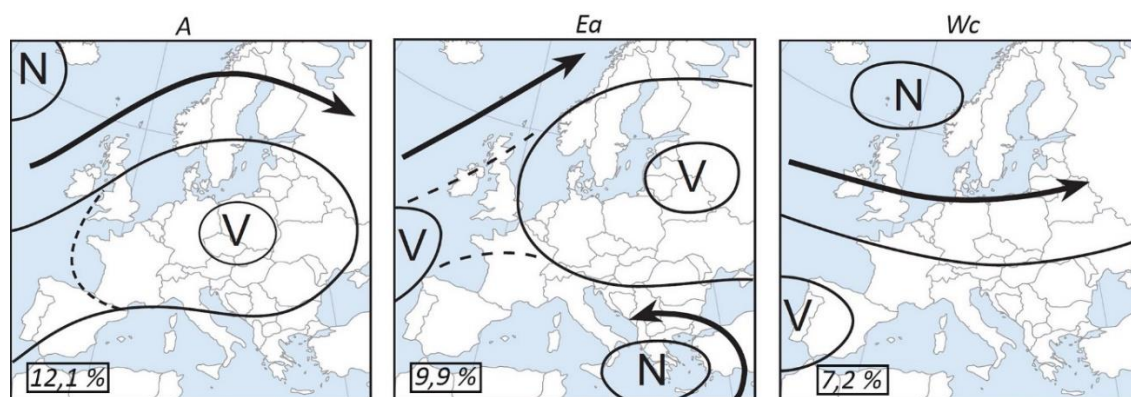


Graf 6. Krabicový graf extrémních hodnot DTR pro jednotlivé stanice řazený vzestupně dle nadmořské výšky Pozn.: krabicové grafy vytvořeny dle percentilu (1/99)

## 5.2. Závislost DTR na synoptické situaci

S počtem celkových případů extrémních DTR je zjištěn poznatek, že při pohledu na synoptické situace jsou zastoupeny všechny tyto typy nacházející se v katalogu povětrnostních situací dle J. Brádky. Avšak některé typy situací svým počtem zcela převažují, a to jak při uvážení všech situací, tak shodně při výběru společných s počtem 10 a více stanic (viz. graf 5.). Dále obr. 10. ukazuje nejfrekventovanější

synoptické typy, kde ve výsledku převažují anticyklonální situace nad cyklonálními. Všechny tři znázorněné typy jsou typické pro zimní období.



Obr. 10. Nejfrekventovanější synoptické situace v kalendáři povětrnostních typů dle Brádky (zimní měsíce + březen) a relativní četnost dnů náležící příslušnému typu při zahrnutí všech případů extrémních DTR ( $N=1746$ ). Kruhy značí polohu tlakových útvarů, šipky značí převládající směr proudění. A – anticyklóna nad střední Evropou, Ea – východní anticyklonální situace, Wc – západní cyklonální situace. Zdroj: upraveno dle Atlasu podnebí Česka (2007)

Ve srovnání podle Stryhala (2016), který zahrnoval typy synoptických situací pro všechny dny v zimním období v letech 1961-2000, jsou zastoupeny 3 nejčastější situace Wc (14 %), B (7,2 %) a A (6,9 %). Co se týče typu B (brázda nízkého tlaku vzduchu nad střední Evropou) tak ve výzkumu má zastoupení pouze 4 %, tudíž se nejedná o typickou situaci pro extrémní případy DTR. Zbývající 2 převládající typy se s výzkumem extrémních DTR shodují.

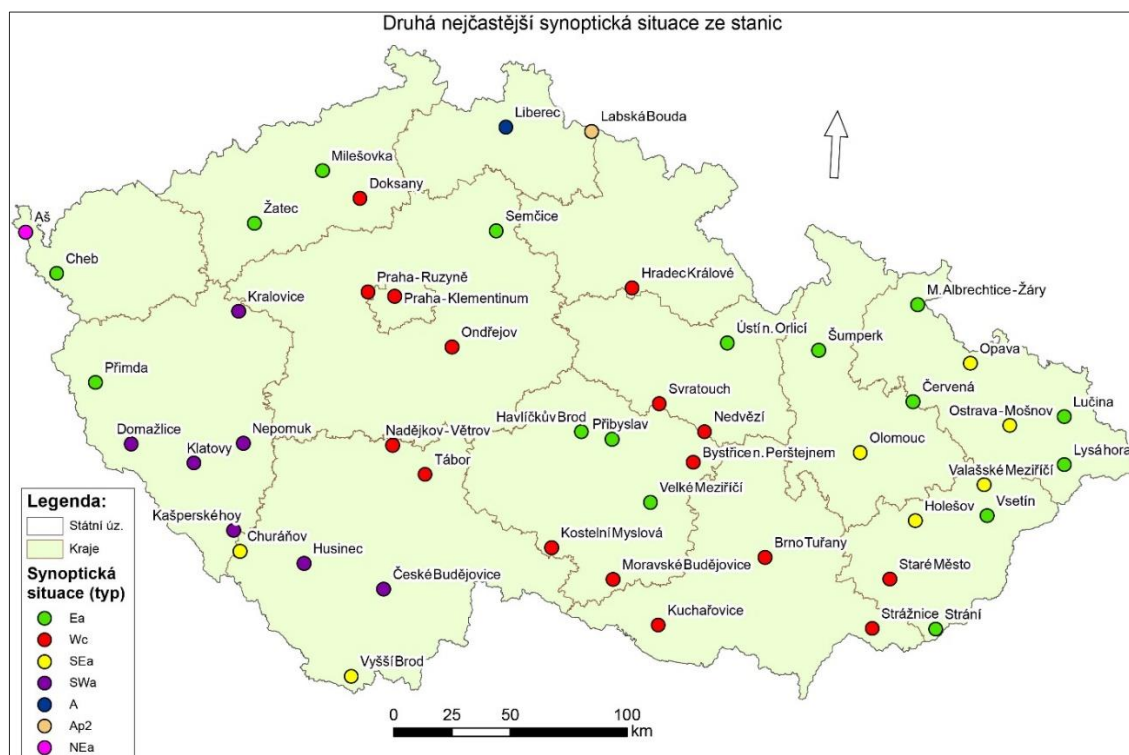
Při obecném třídění dle nadmořských výšek a rozdělení dle cyklonální a anticyklonálního charakteru ve všech kategoriích je důkazem převládajícího AC charakteru počasí a s tím spojený převážně radiční projev počasí. Největší rozdíl v četnostech mezi AC a C charakterem nastává u horských stanic. To je způsobené méně častým vlivem advekce, a naopak čtenějším radičním vlivem, než tomu je v ostatních kategoriích.

KATEGORIE STANICE	AC		C	
	abs.	rel.	abs.	rel.
Všechny st.	946	56,18 %	738	43,82 %
Nížinné	641	57,44 %	475	42,56 %
Pahorkatinné	687	58,32 %	491	41,68 %
Horské	443	62,57 %	265	37,43 %

Tab. 4. Četnost anticyklonálních a cyklonálních situací při extrémních případech DTR pro kategorie nadmořské výšky

Z pohledu stanic a jejich nejčastější synoptické situace, při které dochází k extrémní DTR náleží právě typ Anticyklóny nad střední Evropou, který převládá na všech stanicích, kromě stanice Liberec, a proto je vybrána druhá nejčastější synoptická

situace, která má poněkud rozdílné rozložení v rámci ČR. Na mapě 2. lze uvést že situací Ea je více ovlivňován na východě území se zastoupením všech nadmořských výšek i dvou horských stanic. Situace Wc jsou zastoupeny především na nížinných a také pahorkatinných stanicích v Praze, středních Čechách, Vysočině a jižní Moravě. Situací SEa – jihovýchodní anticyklónou jsou nejvíce ovlivněny stanice na Šumavě čili Churáňov, Vyšší Brod a také nížinné polohy Hornomoravských úvalů a také Moravské brány. Zajímavý rozdíl je mezi stanicí Churáňov a Kašperské Hory, kdy zde hraje svou roli reliéf. Zatímco Churáňov má konvexní typ reliéfu a nachází se na samotném vrcholu, tak Kašperské Hory se nachází na severním konkávním svahu a mohou tak být více ovlivněny od jihozápadního směru a tím i situací typu SWa. Situace SWa – jihozápadní anticyklóna se nachází na jihozápadě Čech.



Mapa 1. Rozložení druhé nejčastější synoptické situace dle katalogu povětrnostních situací podle Brádky Zdroj: vlastní zpracování dle dat ARCDATA PRAHA: ArcČR® 500 a ČHMÚ, (2018)

Výběrem společných případů, které zahrnovaly výskyt extrémní hodnoty DTR na všech stanicích opět v rámci kategorie nadmořské výšky jsou znázorněny synoptické situace a jejich hodnota DTR (viz tab. 5). I pro tyto kategorie obecně převládá anticyklonální typ, který je zde ve všech situacích ovlivněn radiačním charakterem počasí. Tyto případy dominují 95 % v březnových měsících a zbývající část připadá na lednové a únorové měsíce. Prosincové měsíce zde nejsou zastoupeny. Nížinná skupina

na společných případech zahrnuje pouze radiační charakter počasí<sup>30</sup>. U pahorkatinné skupiny je zastoupen pouze jeden případ advekčního charakteru. A u horské skupiny stanic se jedná o 2 případy advekčního charakteru. V tab. 6. je poté dobře vidět na společných případech klesající DTR s rostoucí nadmořskou výškou. Společným případem pro všechny kategorie stanic je den 23.03. 2003, kterému je přiřazen synoptický typ A o průměrné hodnotě 16,7 °C DTR. Ve výzkumu je dále tento případ podrobněji rozebrán.

Nížinné st.		Pahorkatinné st.		Horské st.	
typ	počet	typ	počet	typ	počet
A	14	A	7	A	1
Ap2	1	Ap2	1	Ap3	1
Ap3	1	NEa	1	Ap4	1
Sa	1	SEa	1	Wc	2
SEa	1	Wc	1		
SWa	1				
Wc	1				

Tab. 5. Typ synoptické situace společných případů vyskytujících se na nížinných, pahorkatinných a horských stanicích

Stanice	počet případů	DTR stanic
Nížinné	20	18,37
Pahorkatinné	11	16,76
Horské	5	13,45

Tab. 6. Velikost DTR společných případů pro kategorie nadmořské výšky

### 5.3. Směry proudění při synoptických situacích

Synoptické situace určené dle Brádkova katalogu, jsou určené na základě polohy převládajících tlakových útvarů. Z této polohy tlakových útvarů je možné uvádět převládající proudění vzduchu nad danou oblastí (ČR). Tento postup je zvolen z důvodu absence dat o směru větru z vybraných stanic. Hojně zastoupené typy, pro příklad: *Anticyklóna ve střední Evropě* však pro toto znázornění nemohou být použity z důvodu nevýrazného tlakového pole, a tudíž i často měnícím se směrem proudění. I přesto lze však použít ostatní typy z katalogu povětrnostních situací pro převládající směr proudění, které jsou zobrazeny v tab.7. a 8.

skupina AC typů	azimut (°)
Ea	90
NEa	45
NWa	315
Sa	180
SEa	135
SWa	225
Wa	270

skupina C typů	azimut (°)
Ec	90
Nc	0
NEc	45
NWc	315
SEc	135
SWc1	225
SWc2	
SWc3	
Wc	270
Wcs	

Tab. 7. (vlevo) Zařazení typů anticyklonálních situací extrémních případů DTR k převládajícím směrům proudění

Tab. 8. (vpravo) Zařazení typů cyklonálních situací extrémních případů DTR k převládajícím směrům proudění (upraveno dle Beranová a Huth, 2003)

<sup>30</sup> Situace Wc u nížinné skupiny je i přes cyklonální proudění charakteristická radiačním projevem počasí

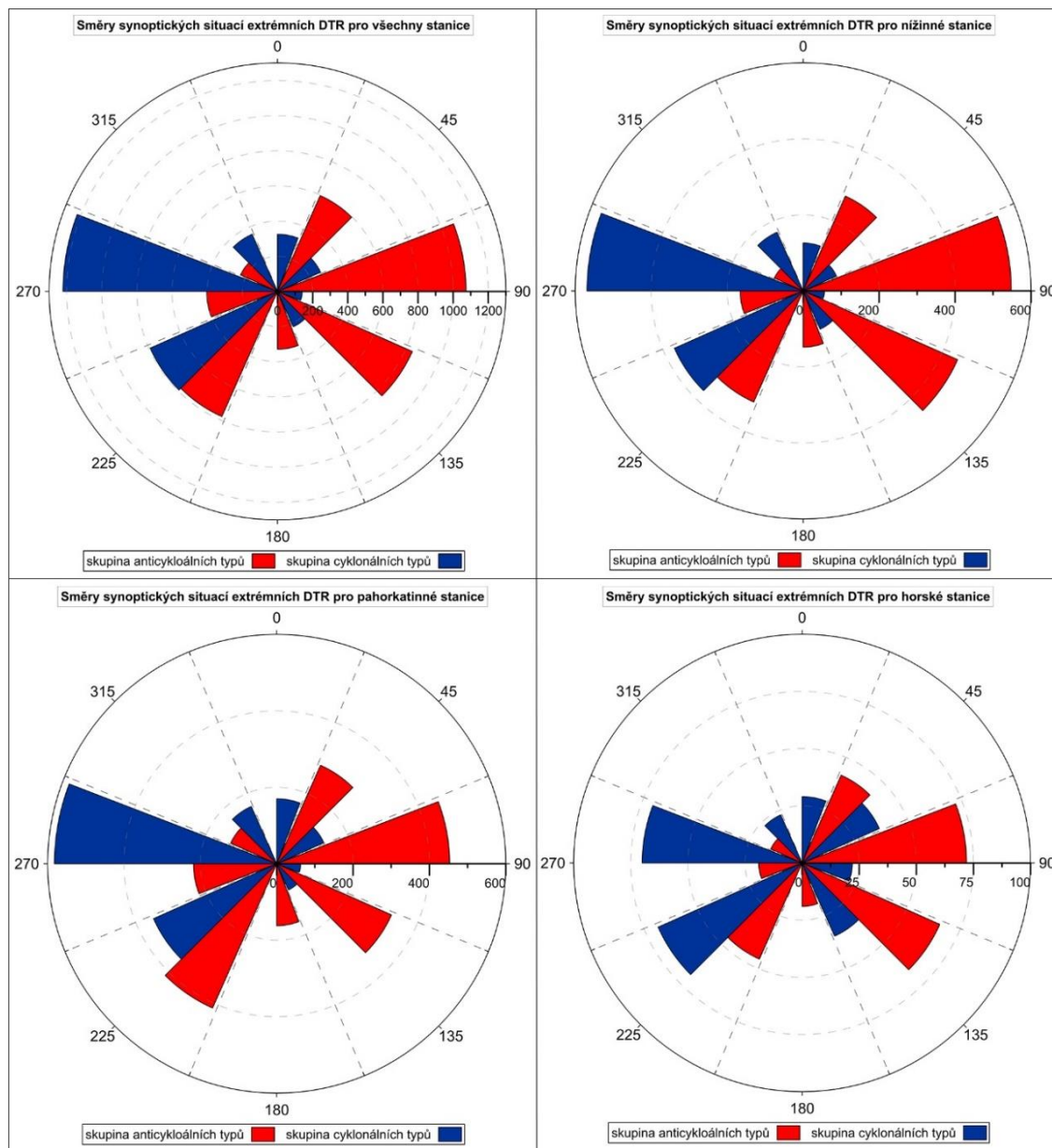
Ze souboru větrných růžic na obr. 11. mají v celkovém pohledu (*vlevo nahoře*) z anticyklonálních typů všech stanic největší váhu východní směry v extrémních případech DTR. Tyto směry synopticky reprezentuje typ A, který je dle kalendáře povětrnostních situací charakteristický velice nízkým teplotami a největší četností na konci zimy a hlavně v jarním období. Zároveň velice často převládá radiační charakter počasí s vysokým podílem počtu ovlivněných stanic. Z cyklonálních typů má naopak největší váhu západní směr zastoupený typy  $Wc$  a také  $Wcs$ . Oba tyto typy se vyskytují nejčastěji v zimě (Tolasz, 2007) a jsou charakteristické projevem výrazně teplotně odlišných vzduchových hmot přicházejících do ČR. Mají také dobrý potenciál k plošnému ovlivnění většiny stanic, výrazněji pak v západní části území.

Velmi podobné rozložení směrů jako předešlá kategorie stanic mají směry na nížinných a také pahorkatinných stanicích. Z anticyklonálních typů opět dominuje východní směr a k němu je ještě z menší míry zastoupen na nížinných stanicích jihovýchod představující typ  $SEa$ . Tento typ je charakteristický pro přechodná období. Kdy kolem řídící anticyklóny nad západním Ruskem proudí studený vzduch nejdříve nad Balkánský poloostrov a poté se dostává od jihovýchodu do ČR. Tento směr značně ovlivňuje extrémní DTR na mnoha nížinných stanicích na východě území. Druhý nejčastější anticyklonální směr na pahorkatinných stanicích zastupuje jihozápad daný situací  $SWa$ . Kdy se poloha anticyklóny nachází nejčastěji v oblasti Karpat nebo Ukrajiny. U tohoto směru převládá teplá advekce s kladnými odchylkami teplot. Největší váhu z hlediska cyklonálních typů proudění má opět u obou kategorií západní proudění  $Wc$ . Druhý nejčastější cyklonální směr je od jihozápadu, představený třemi různými typy  $SWc_{1-3}$ , přičemž nejčastěji zastoupený typ je  $SWc_2$ . Ten je charakterizovaný frontální zónou s teplotně odlišnými vzduchovými hmotami a vyskytuje se nejčastěji na jaře. Cyklóna pohybující se od jihu Islandu do Skandinávie má velký teplotní kontrast, který podporuje tvorbu nových frontálních vln, které často mají odlišný teplotní charakter (Brádka, 1968).

Situace převládajících směrů na horských stanicích je odlišná v tom pojetí, že západní a jihozápadní cyklonální směry jsou téměř vyrovnané. To je dáno nižší vahou účastněných stanic při západním proudění. Poměrně vyrovnané z hlediska anticyklonálních směrů jsou východ a jihovýchod. Zejména jihovýchodní směr je na horských stanicích i přes studenou advekci teplotně nadnormální vlivem možných výskytů inverzí (Brádka, 1968).



Nutno zmínit, že převládající proudění zastoupené synoptickými typy, nemusí vždy být po celou dobu trvání situace dáno pouze jedním směrem proudění. Pro zcela přesné určení směrů jednotlivých případů by bylo nutné mít k dispozici přímo měřený prvek o směru větru ze všech stanic.



Obrázek 11. Soubor větrných růžic převládajících směrů proudění pro všechny stanice (vlevo nahoře) a za jednotlivé kategorie nadmořské výšky. Pozn.: směry udávány pomocí azimutu ve stupních

#### 5.4. Vliv slunečního svitu a sněhové pokrývky na extremitu DTR

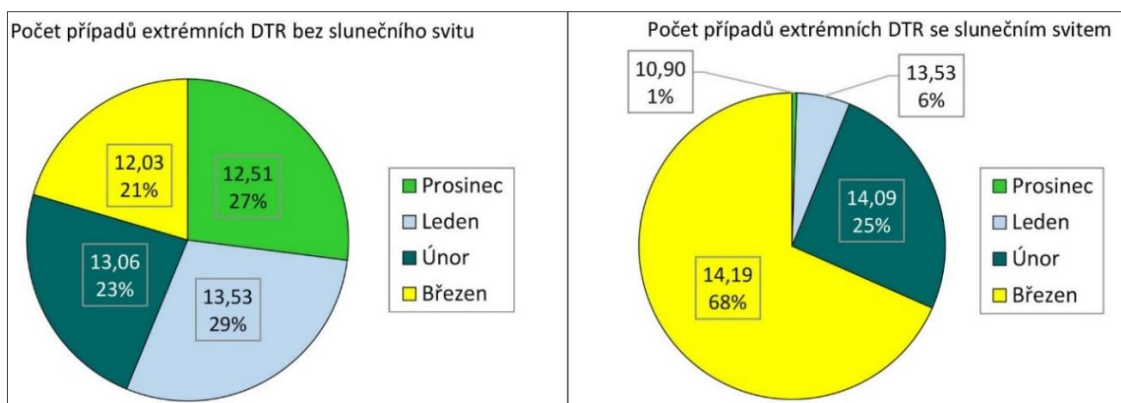
Prvotní předpoklad pro vyšší hodnoty DTR byl z pohledu slunečního svitu, který zahrnoval jeho maximální možnou dobu trvání a zároveň intenzivní radiační ochlazování v nočních a ranních hodinách. Co se týče sněhové pokrývky, tak vyšší hodnoty DTR byly předpokládány za přítomnosti sněhu než na holém povrchu.

Podrobné sledování těchto 2 měřených prvků na omezeném množství stanic ukazuje následující podkapitoly.

#### **5.4.1. Vliv slunečního svitu**

Vliv doby trvání slunečního svitu při radiačním charakteru počasí je zcela zásadní na výskyt extrémních případů DTR. Počet těchto případů je téměř 3x vyšší se slunečním svitem než bez něj. Také zastoupení v příslušných měsících je značně rozdílné, kdy kategorie bez slunečního svitu je rozložena poměrně rovnoměrně do všech měsíců (viz. grafy 7. a 8.). Hodnoty v rámečku představují průměrnou hodnotu DTR a relativní zastoupení v daných měsících. Březnové měsíce v tomto případě mají zcela nejnižší zastoupení. Vysvětlením tohoto rozložení mohou být převažující typy cyklonálních situací, které jsou dominantním vlivem advekce vzduchových hmot, které spíše převažují v typicky zimních měsících (zejména v lednu). V tomto případě jsou průměrné hodnoty extrémních DTR nejvyšší právě v lednových a únorových měsících. Rozdíl oproti březovým měsícům může být způsoben projevem potenciálně „chladnější“ advekce, právě v typicky zimních měsících.

Naopak v kategorii se slunečním svitem je zastoupení případů nevyrovnané, kdy jasně dominuje zastoupení březnových měsíců s téměř 70 % případů. Naopak nejnižší zastoupení mají prosincové měsíce, což je způsobeno nejnižší délkou trvání slunečního svitu (Tolasz, 2007) a s tím související nízká výška slunce nad obzorem. Březnové měsíce mají v porovnání s ostatními měsíci největší možnou délku slunečního svitu a také největší intenzitu záření vlivem již zmiňované výšky slunce nad obzorem. Hodnoty DTR oproti předešlým případům bez slunečního svitu mají větší rozpětí hodnot, přičemž nejvyšší hodnoty zde mají právě únorové a zejména pak březnové měsíce. V prosincových měsících je zastoupení extrémních případů minimální. Nutno podotknout, že ne však z důvodu nemožnosti dosáhnutí této kategorie (8 a více hodin slunečního svitu), ale celkově prosincové měsíce nemají zastoupení ani v nižších hodnotách doby SSVIT(u).



Graf 7. (vlevo) Počet případů extrémních DTR bez slunečního svitu

Graf 8. (vpravo) Počet případů extrémních DTR se slunečním svitem

Předešlé poznatky doplňují tab. 9. a 10., na kterých je zobrazeno základní rozdělení četností synoptických situací společně s nejčastějším typem. Dobře patrný je rozdíl z pohledu relativní četnosti anticyklonálního či cyklonálního charakteru počasí mezi dvěma kategoriemi, který má de facto opačné zastoupení.

Kat (0–0,9h)	abs.	rel.	nejčas. typ
AC situace	27	19,71 %	Ap2
C situace	110	80,29 %	Nc

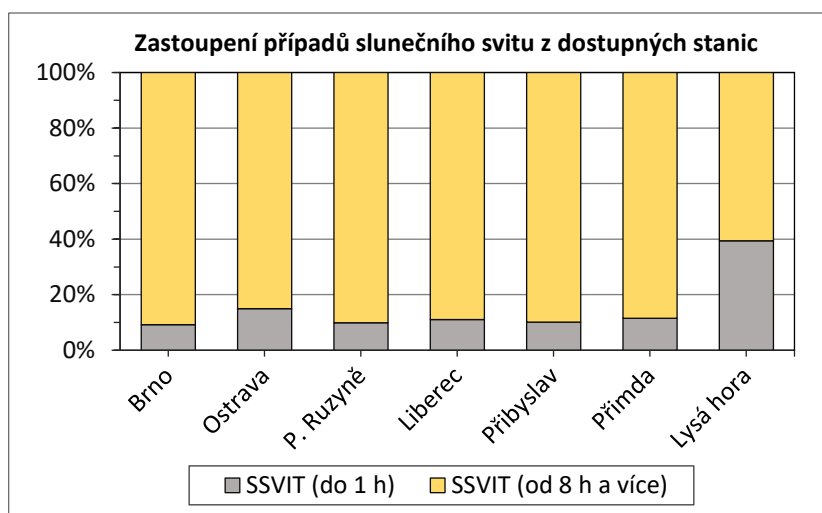
Tab. 9. Četnosti dle anticyklonálního a cyklonálního charakteru v kategorii trvání SSVIT(u) [0–0,9h]

Kat (8 h a více)	abs.	rel.	nejčas. typ
AC situace	328	80,39 %	A
C situace	80	19,61 %	Wc

Tab. 10. Četnosti dle anticyklonálního a cyklonálního charakteru v kategorii trvání SSVIT(u) [8 h a více]

Následným znázorněním (viz graf 9.) je ukázán rozdíl v zastoupení případů mezi jednotlivými stanicemi v dané kategorii slunečního svitu. Z grafu je patrný rozdíl mezi horskou stanicí Lysá hora a dalšími níže položenými stanicemi. Co se týče horské stanice Lysá hora, tak extrémní případy se nacházejí téměř ze 40 % i při zatažené obloze. U této stanice jsou však problémem nízké hodnoty DTR, a to i v extrémních případech, které v průměru dosahují jen 11 °C. Tolasz (2007) dále uvádí spojení s nižším úhrnem globálního záření zejména v horských oblastech ČR, kdy se může tvořit tzv. orografická oblačnost. V opačných případech, ve dnech s trváním slunečního svitu nad 8 h, je zvláště v zimních měsících ve vyšších nadmořských výškách nutno brát v úvahu inverzní oblačnost a s ní spojenou extrémně vysokou hodnotu DTR. Nepatrně větší podíl slunečního svitu do 1 h na stanici Ostrava – Mošnov oproti jiným stanicím může být způsobeno dle Vaníčka a kol., (1994) zeslabením slunečního záření, s tím související větší výskyt oblačnosti a v minulosti i znečištěním atmosféry vysokými emisemi průmyslových aerosolů ze zdejších tepelných elektráren.



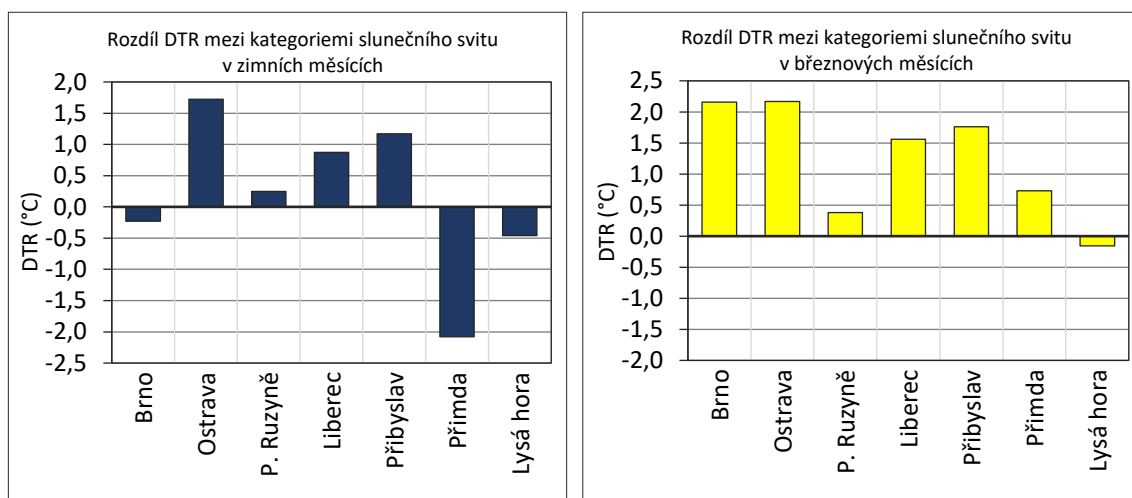


Graf 9. Relativní zastoupení případů SSVIT(u) jednotlivých stanic dle kategorií. Pozn.: stanice řazeny vzestupně dle nadmořské výšky

Porovnání hodnot DTR za jednotlivé stanice ukazuje závislost na době trvání slunečního svitu. Grafy 10. a 11. jsou rozděleny v prvním případě na čistě zimní období<sup>31</sup> a v případě druhém na pouze březnové měsíce. Kladná odchylka DTR vyjadřuje vyšší hodnoty v kategorii (8 a více hod SSVIT(u)) a záporná odchylka DTR naopak vyšší hodnotu v kategorii (do 1 hod SSVIT(u)). U zimních měsíců není zcela jasně zobrazen převažující počet extrémních případů DTR při plném slunečním svitu, zejména pak na horských stanicích. Z grafu je patrné, že na dvou horských stanicích (Lysá hora a Přímda) byla větší hodnota DTR zaznamenána v kategorii do 1 h. Tento rozdíl je do jisté míry způsoben nadmořskou výškou, typem okolního reliéfu, který v obou případech stanic zahrnuje konvexní tvary a k tomu ještě polohu uprostřed lesa. Větší rozdíl v zimních měsících (až 2 °C) u stanice Přímda je také způsoben několikanásobně menší četností v kategorii do 1 h oproti stanici Lysá hora, která má těchto případů více (viz graf 9.). Zápornou odchylku má v těchto měsících i stanice Brno, kde se podle Tolazse (2007) může projevovat větší kontinentalita neboli větší rozsah teplot, a to i při advekci vzduchových hmot. U ostatních stanic je již hodnota DTR větší v kategorii (8 a více hodin), což je dáno nižší nadmořskou výškou a silnějším prohřátím zemského povrchu. Největší rozptyl zaznamenala stanice Ostrava – Mošnov, kde rozdíl mezi oběma kategoriemi činil přes 1,5 °C DTR. Průměrný rozdíl pro všechny stanice v čistě zimním období činí 0,2 °C.

<sup>31</sup> Zahrnuje měsíce prosinec, leden, únor

Na grafu 10. je patrné, že březnové měsíce mají až na stanici Lysá hora větší kladné odchylky hodnot DTR, než je tomu na předešlém grafu. To je dáno tím, že v březnu se již tolik neprojevují výrazné advekce v rámci jednoho dne, jako je tomu v čistě zimních měsících. Stanice Praha – Ruzyně má oproti jiným nížinným stanicím nevýraznou odchylku, která je způsobena převážně plochým reliéfem poblíž letiště, což souvisí s větrnějším počasím. Průměrný rozdíl pro všechny stanice v březnových měsících činí 1,2 °C. V porovnání s předešlým případem je tato hodnota větší o 0,7 °C s výraznějším vlivem slunečního svitu.



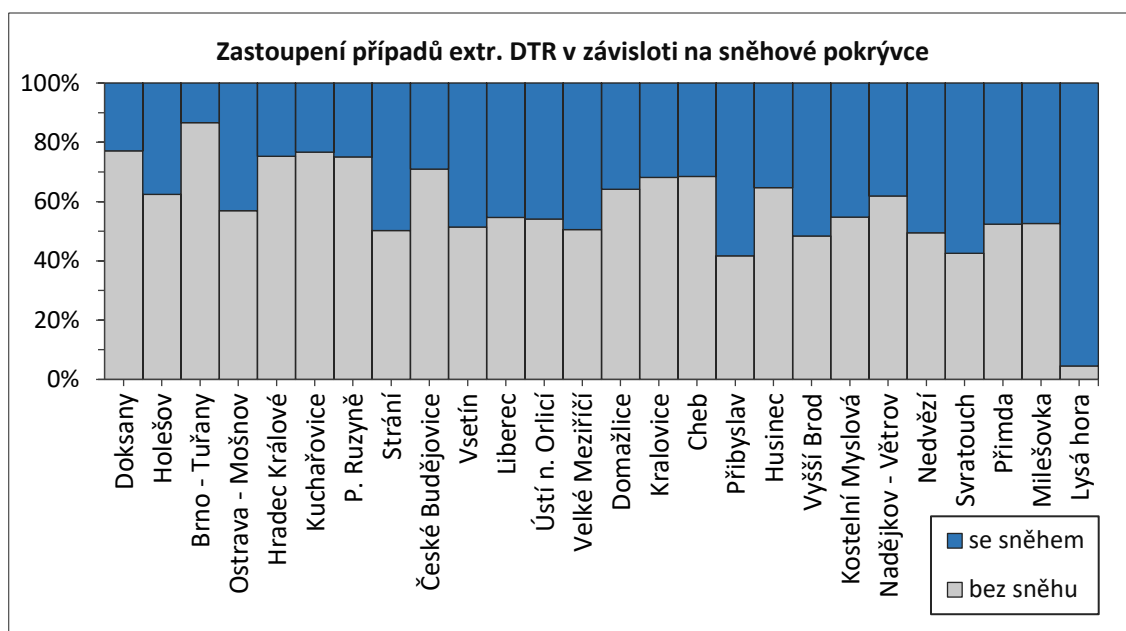
Graf 10. (vlevo) Rozdíl hodnot DTR jednotlivých stanic mezi kategoriemi SSVIT(u) v zimních měsících (tj. prosinec, leden, únor).

Graf 11. (vpravo) Rozdíl hodnot DTR jednotlivých stanic mezi kategoriemi SSVIT(u) v březnových měsících

Pozn.: stanice řazeny vzestupně dle nadmořské výšky

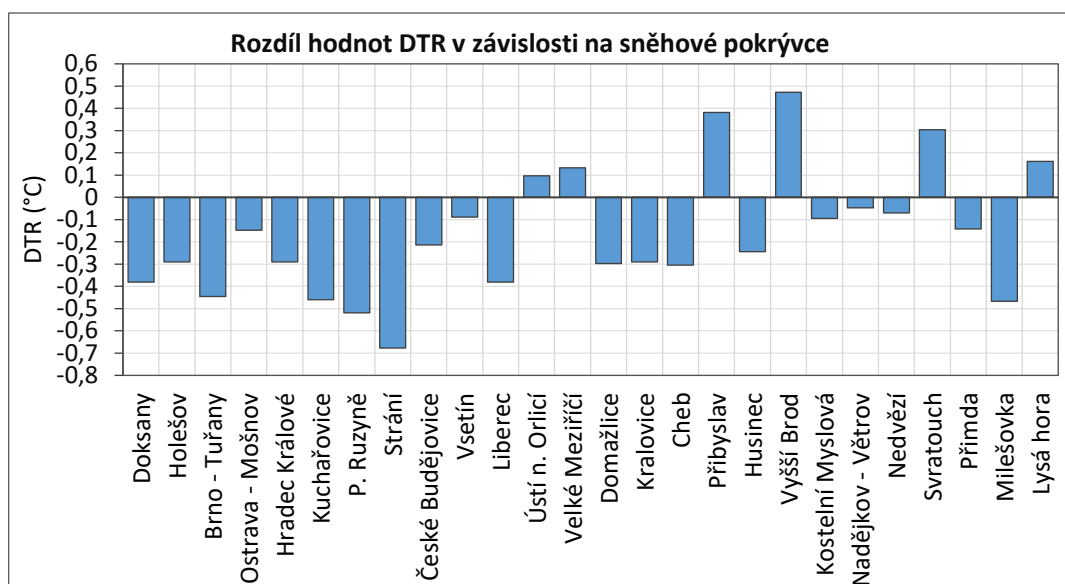
#### 5.4.2. Vliv sněhové pokrývky

Případy ze stanic a jejich relativní zastoupení s ohledem na přítomnost, či nepřítomnost sněhové pokrývky jsou znázorněny na grafu 12. Při celkovém pohledu lze konstatovat, že čím vyšší nadmořská výška stanice, tím je počet případů extrémních DTR se sněhovou pokrývkou vyšší. Podobně jako u ostatních grafů se zde vyskytují lokální případy stanic, kdy tento předešlý poznatek neplatí. Ze všech stanic zaujímá 58,3 % případů bez sněhové pokrývky. Zbývajících 41,7 % případů pak připadá na případy se sněhovou pokrývkou čili více než 1 cm (včetně).



Graf 12. Relativní zastoupení případů extrémních DTR ze stanic v závislosti na přítomnosti, či nepřítomnosti sněhové pokrývky. Pozn.: stanice řazené vzestupně dle nadmořské výšky

Dalším zkoumaným jevem je porovnání rozdílného vlivu sněhové pokrývky na výsledné extrémní hodnoty DTR. Kde kladné odchylky DTR značí větší hodnoty na sněhové pokrývce a záporné naopak větší hodnoty bez sněhové pokrývky. V grafu 13. převažují záporné odchylky DTR, které se pohybují do 1 °C. Kladné odchylky jsou zastoupeny spíše ve vyšších nadmořských výškách, ale opět tato hodnota je do 0,5 °C DTR. Extrémní DTR jsou na sněhu obecně menší než bez sněhové pokrývky. To je zapříčiněno sněhovou pokrývkou, která se uplatňuje jako izolant v nočních hodinách a zároveň odráží sluneční záření přes den (vysoké albedo). K tomu také záleží na charakteru povrchu (půda, horninové podloží, vegetace) tj. tepelná kapacita, tepelná vodivost a také odrazivost povrchu. Obecný předpoklad pro vyšší hodnoty na sněhové pokrývce v celkovém výsledku je z daných stanic nepotvrzen.



Graf 13. Rozdíl hodnot DTR stanic v závislosti na přítomnosti, či nepřítomnosti sněhové pokrývky.  
Pozn.: stanice řazeny vzestupně dle nadmořské výšky, kladná odchylka DTR vyjadřuje vyšší hodnoty v přítomnosti sněhové pokrývky a záporná odchylka DTR vyjadřuje vyšší hodnoty bez sněhové pokrývky.

Doplněním pro graf 13. je výběr 2 stanic s podobnou nadmořskou výškou a zároveň s odlišným výskytem extrémních DTR na sněhové pokrývce či na holém povrchu. Zvoleny jsou stanice (Příbyslav a Husinec) u kterých je zkoumána průměrná maximální a minimální teplota vzduchu při výskytu a absenci sněhové pokrývky a při extrémních DTR (viz tab. 11.). Na sněhové pokrývce je vzduch od země izolovaný a prochází se na obou stanicích přibližně stejně. Maximální teploty na stanici Husinec, ale dosahují při sněhové pokrývce vyšších hodnot v porovnání se stanicí Příbyslav. Dále je z výsledků je patrné, že extrémní případy DTR nastávají při sněhové pokrývce za značného poklesu denních minim. Naopak případy bez sněhové pokrývky nastávají při vysokých denních maximech teploty.

V extrémních případech bez sněhu klesají více minimální teploty na stanici Husinec. Tato stanice má rychlejší tendenci k ochlazování, kdy má větší zápornou radiační bilanci v nočních hodinách. Co se týče maximálních teplot, tak ty jsou na obou stanicích obdobné. Z tohoto důvodu je zaznamenána vyšší hodnota DTR právě na stanici Husinec.

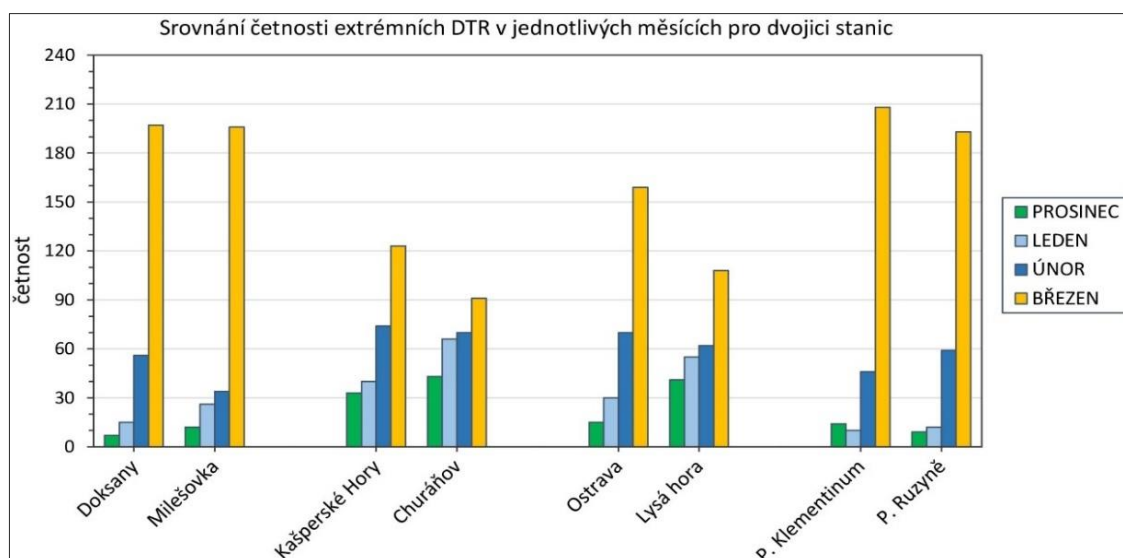
Příbyslav (530)	TpMAX	TpMIN
bez sněhu	12,0	-3,6
se sněhem	0,3	-16,0

Husinec (536)	TpMAX	TpMIN
bez sněhu	11,7	-5,5
se sněhem	1,7	-15,3

Tab. 11. Srovnání průměrných maximálních a minimálních teplot na sněhové pokrývce a na holém povrchu za stanici Příbyslav (vlevo) a stanici Husinec (vpravo)

### 5.5. Porovnání vybrané dvojice stanic

Předmětem tohoto porovnání dvojice stanic má být vliv nadmořské výšky na extrémní případy DTR pro blízko u sebe se nacházející stanice<sup>32</sup>. Na grafu 14. je pozorován rozdíl četností jednotlivých dvojic. Jeden z rozdílů se nachází v prosincových a lednových případech, kdy níže položené stanice těchto případů mají méně než horské. To je dáno celkovým rozložením extrémních DTR v různých nadmořských výškách. Kdy na začátku zimního období jsou horské stanice náchylnější pro vysoké DTR, než je tomu u nížinných nebo pahorkatinných stanic. Na případech v březnových měsících je absolutní četnost vyšší na níže položených stanicích (vyjma skupiny Doksany – Milešovka, kdy je rozdíl zanedbatelný). Tyto rozdíly jsou způsobeny více zastoupenými případy advekce na horských stanicích v prosinci i lednu, a naopak méně častými a nevýraznými radiačními případy v březnu jako je tomu u nížinných stanic.



Graf 14. Porovnání absolutních četností extrémních DTR v jednotlivých měsících za dané dvojice stanic

Zobrazení pomocí krabicových grafů (graf 15.) je v této kapitole určitým rozšířením z předešlého grafu 6. Z hlediska extrémních hodnot DTR pro vybrané skupiny je zde opět potvrzen obecný předpoklad pro vyšší hodnoty DTR v nižších nadmořských výškách, viz obr. 5.

Skupina stanic Kašperské Hory – Churáňov představující zástupce Šumavy s rozdílem nadmořských výšek (381 m). Stanice Churáňov dosahuje nejvyšších hodnot DTR z horských stanic, kde tomu přispívá již zmíněný fénový efekt, zejména pak při četném jihozápadním proudění (viz výše obr. 12.). Podobně zvýšeným DTR je

<sup>32</sup> Specifický příklad stanic Praha Klementinum a Praha Ruzyně je vybrán za účelem porovnání extrémních DTR v centru a na okraji města. Není předmětem pro srovnávání s ostatními dvojicemi

ovlivněna stanice Kašperské Hory, která má velice podobné hodnoty DTR jako níže položené stanice z ostatních skupin. Průměrný rozdíl hodnot DTR je kolem 3 °C, což je poměrně velký rozdíl při uvažování velmi malé vzdálenosti mezi oběma stanicemi (*do 10 km*).

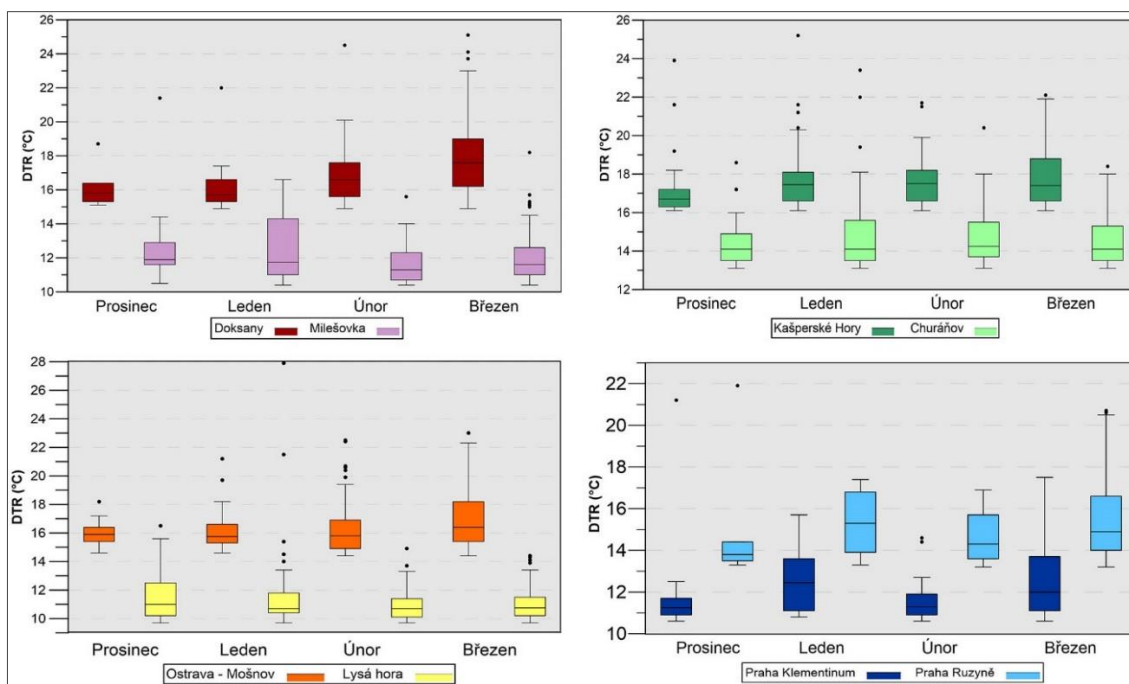
Velký rozdíl hodnot DTR představuje skupina stanic Doksany – Milešovka s rozdílem nadmořských výšek (*675 m*). Tento rozdíl se postupně zvětšuje od prosincových do březnových měsíců a průměrně dosahuje 4,5 °C. Jedním z důvodů vysokého rozdílu může být poloha Stanice Doksany v teplé Polabské nížině, kdy se jedná o jednu z nejteplejších stanic v ČR, zvláště pak v březnových měsících vlivem intenzivního slunečního svitu. Zajímavým zjištěním je rozsah hodnot u stanice Milešovka v lednových měsících. Zde se mohou na vyšší variabilitě podílet i případy nad inverzní vrstvou, kdy není potlačen denní chod teplot jako na nížinných stanicích.

Skupina stanic Ostrava Mošnov – Lysá hora má z hlediska největšího rozdílu nadmořských výšek (*1071 m*) očekávaně největší rozdíl průměrných hodnot DTR, který dosahuje přes 5 °C. Zároveň se u stanice Lysá hora vyskytuje více odlehlých hodnot, které reprezentují nejvyšší hodnoty extrémních případů DTR.

U pražských stanic P. Klementinum a P. Ruzyně není výškový rozdíl nijak velký (*173 m*), ale i tak to stačí na značný průměrný rozdíl DTR, který zde dosahuje kolem -3 °C<sup>33</sup>. K vyrovnávání rozdílu DTR způsobeného nadmořskou výškou napomáhá tepelný ostrov města, který kromě snižování minimální teploty (Benešová a Huth, 2003) snižuje i celkové DTR na stanici P. Klementinum. U stanice Praha Ruzyně výsledná hodnota DTR také snižována vlivem nižších maximálních teplot. U obou stanic se zároveň v jednotlivých měsících velice mění rozsah hodnot extrémních DTR. Prosincové měsíce mají převládající cyklonální typy, a proto výrazný radiační charakter vedoucí k vysokým hodnotám DTR je zde vyloučen. Větší četnost je také u březnových měsíců na stanici P. Klementinum nejspíše z důvodu větších maximálních teplot, i přes své nevýrazné minimální teploty.

---

<sup>33</sup> Zápornou hodnotou DTR je uváděn rozdíl, kde vyšší hodnota DTR nastává na výše položené stanici



Graf 15. Porovnání krabicových grafů v extrémních případech DTR za příslušné skupiny stanic

### 5.6. Vybraný advekční a radiační případ

Pro vybrané extrémní případy jsou zpracovány mapové výstupy, které ukazují odlišný vliv advekčního či radiačního charakteru počasí. Zde nebylo nutné dodržet pravidlo pro výskyt na všech stanicích, ale na místo toho byla vzata v potaz vysoká průměrná hodnota DTR z ovlivněných stanic. Základním ověřením extremity těchto případů slouží archiv kompozitních map (dostupný z [wetter3.de](http://wetter3.de)). Sledována je pro příklad teplota vzduchu v hladině 850 hPa, která ukazuje teplotu vzduchových hmot (°C) ve výšce cca 1,5 km pro danou oblast a den. Z tohoto ověření lze odlišit, zda se v daném případě jednalo o advekční, či radiační charakter počasí.

Prvním a již několikrát zmiňovaným případem advekce jsou dny 31. 12. 1978 a 1. 1. 1979, kdy tyto dva dny jsou vybrány z důvodu částečného ovlivnění vysoké hodnoty DTR v rámci obou dní pro celé území ČR. Advekce studené vzduchové hmoty v tomto případě postupovala od severozápadu, kdy se 31. 12. území ČR nacházelo pod vlivem cyklóny. Odpoledne pak přecházela studená fronta a k večeru začal proudit velice studený vzduch právě od zmíněného severozápadu. Druhý den již studená advekce ovlivnila veškeré stanice jak v Čechách, tak na Moravě a ve Slezsku. Pohledem ze synoptické situace podle Brádkovy klasifikace se první den zařadil jako typ *Vfz* - (*vchod frontální zóny*) tvořený přízemní cyklónou v oblasti střední až jihovýchodní Evropy pohybující se východním směrem. Následující den je zařazen jako typ *NEc* - (*severovýchodní cyklonální situace*), kdy se zmíněná cyklóna pohybovala

nejdříve východním a posléze severovýchodním směrem, kde svým působením přinášela velice studený vzduch. Výsledný projev a postupné ovlivnění stanic znázorňují mapy 3. a 4. Dodatečné informace uvádí tabulka pod mapami, kde lze zjistit průměrné teploty vzduchu, průměrné maximální a minimální teploty, počet extrémních případů ze stanic, průměrné DTR a v poslední řadě trvání slunečního svitu. Nutno podotknout, že každá mapa má odlišný interval rozdělení hodnot z důvodu jiného rozsahu těchto hodnot.

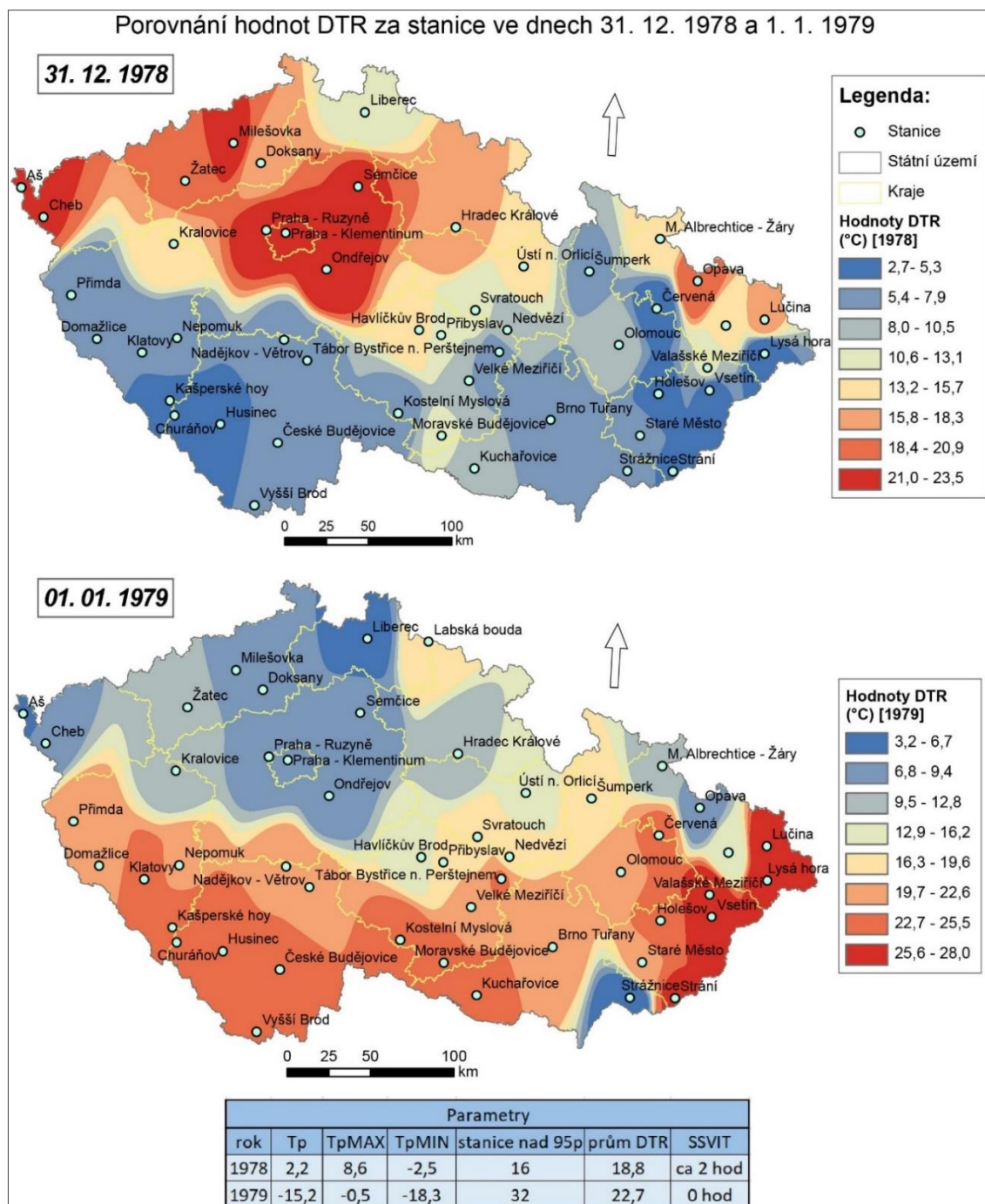
Dne 31. 12. byla již hranice ovlivnění vysokou DTR od Karlovarského přes Ústecký, Středočeský kraj, Prahu, Královehradecký kraj až po částečný vliv ve Slezsku. Zbývající část území byla ovlivněna až následující den.

Poslední den roku 1978 ještě dosahovaly ty nejvyšší maximální teploty vzduchu kromě Libereckého, částečně Ústeckého a Karlovarského kraje s výjimkou horských stanic kolem 8 až 12 °C. Výrazné minimální teploty<sup>34</sup> byly na všech severněji položených stanicích naměřeny právě večer tohoto dne. Tyto minimální teploty se pak pohybovali ve zmíněných krajích kolem -14 až -18 °C (v Praze pak kolem -10 °C). Na Nový rok se výrazné maximální teploty vzduchu (8 až 9 °C) vyskytovaly ještě na jihu a jihovýchodě Česka, hlavně v časných dopoledních hodinách. Poté však i do těchto oblastí dorazil velice studený vzduch. Minimální teploty vzduchu klesly i pod -25 °C, zejména na horských a výše položených stanicích. Na nížinných stanicích se min. teploty pohybovaly okolo -15 až -17 °C.

---

<sup>34</sup> podle sběru dat od 21:00 do 21:00

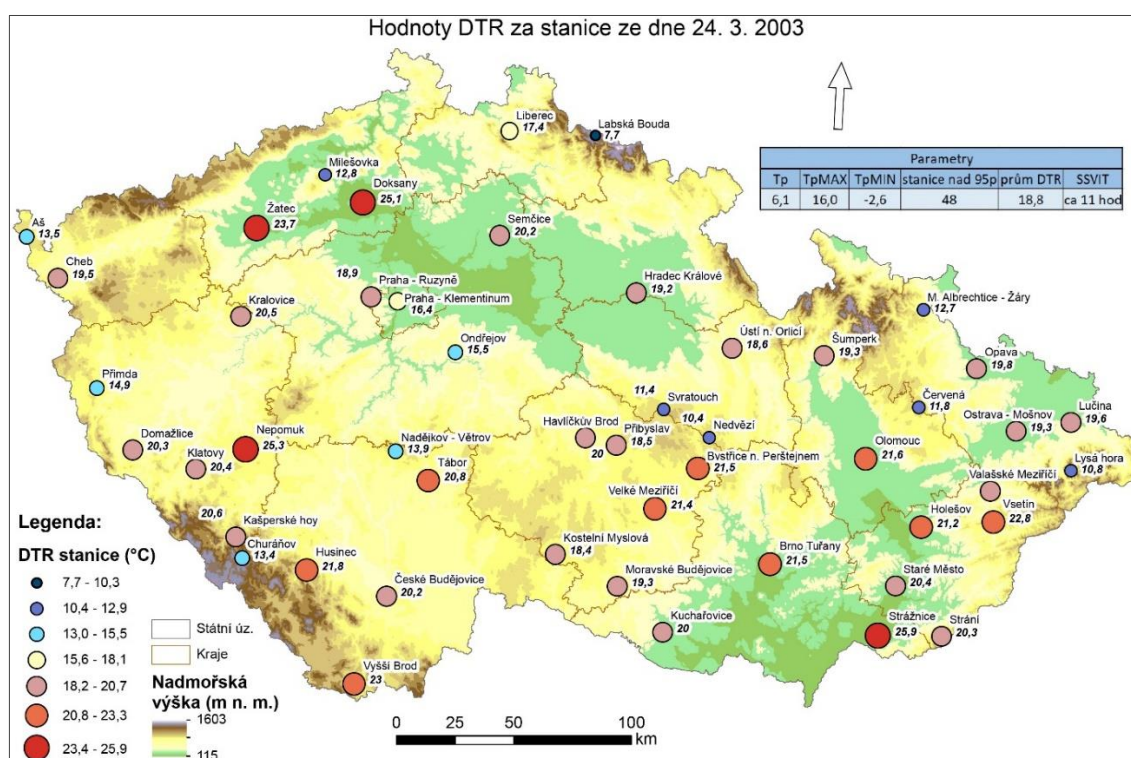




Mapa 3. a 4. Hodnoty DTR za 31. 12. 1978 (nahore) a za 1. 1. 1979 (dole) po vlivu studené advekce  
Zdroj: vlastní zpracování dle dat ARCDATA PRAHA: ArcČR® 500 a ČHMÚ, (2018)

Druhý případ reprezentuje radiační typ počasí, který nastal dne 24. 3. 2003. Kdy ve své podstatě konec března téhož roku byl charakteristický pravidelným denním chodem teplot vzduchu. Z této skupiny případů „radiačního charakteru“ při úvaze nejvyšší průměrné DTR, byl nejvýraznější právě tento den. Na rozdíl od předešlého příkladu studené advekce je tento typ charakterizovaný radiačním oteplováním povrchu. Opět z pohledu synoptické situace se zde jedná o nejčastější typ A, kdy se nad územím Česka vyskytuje mohutná anticyklóna, která se pozvolna posouvá směrem k jihu.

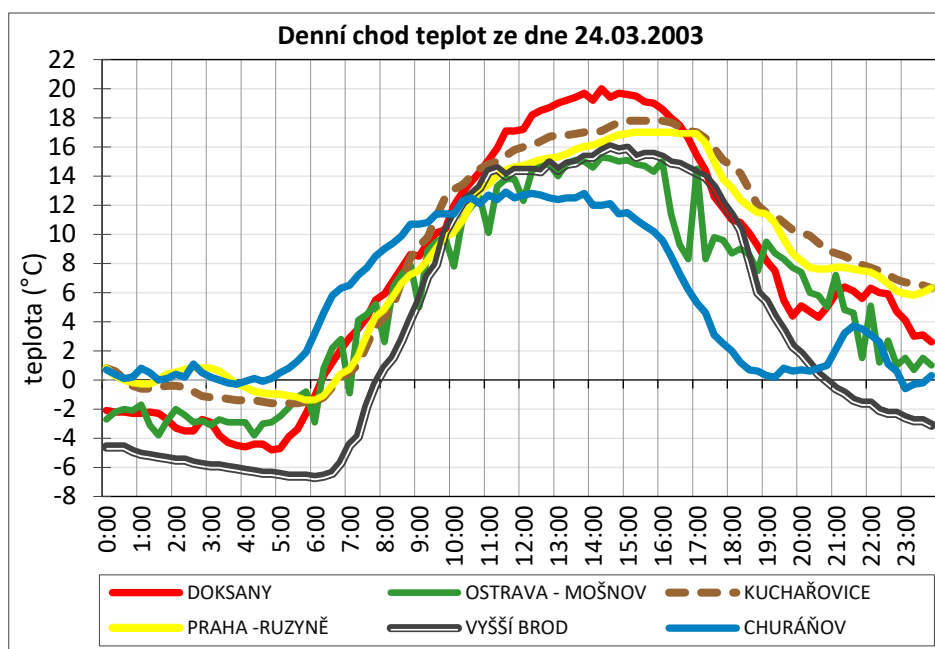
Znázornění na mapě 5. je oproti předešlým mapám bodové z důvodu zde nevhodné a neobjektivní interpolace dat. I přesto nejvyššími hodnotami disponují právě nížinné stanice a také částečně stanice pahorkatinné. Horské a výše položené pahorkatinné stanice se při radiačním projevu počasí tak výrazně neprojevují. Tímto případem byly ovlivněny téměř všechny stanice až na Labskou boudu, která svoji nadmořskou výškou a pravděpodobně i sněhovou pokrývkou nedosahovala extrémních hodnot DTR. Co se týče teploty vzduchu během rána a dne, tak ranní teploty byly nejnižší na nížinných stanicích zejména na východě území (kolem  $-3$  až  $-8$  °C), naopak na horských a vyšších pahorkatinných stanicích se objevovaly teploty kolem nuly a na stanici Milešovka bylo zaznamenáno nejvyšší minimum z vybraných stanic ( $+4$  °C). Denní maxima dosahovala nejvyšších hodnot na níže položených stanicích, kdy nejvyšší teplota byla naměřena na stanici Doksany ( $+20,3$  °C). Doba trvání slunečního svitu dosahovala v průměru 11 hodin.



Mapa 5. Hodnoty DTR za 24. 3. 2003 vlivem radiačního působení

Zdroj: vlastní zpracování dle dat ARCDATA PRAHA: ArcČR® 500 a ČHMÚ, (2018)

Doplňující informací pro tento případ je na grafu 16. znázorněn denní chod teploty vzduchu v 15minutových intervalech pro vybrané stanice z různých regionů a nadmořských výšek v rámci Česka.



Graf 16. Denní chod teplot pro vybrané stanice, Zdroj: ČHMÚ, (2018)

Na denním chodu teplot lze zmínit odlišnou dobu růstu teploty vzduchu na jednotlivých stanicích. Zejména pak na stanici Churáňov, oproti stanici Vyšší Brod, kdy rozdíl činí téměř 2 hodiny. Důvodem je odlišný tvar reliéfu, kdy údolní poloha stanice má zpožděné působení slunečního svitu. Nejvyšší hodnotou DTR v grafu dosáhla stanice Doksany (25,1 °C), avšak tato hodnota nebyla ze všech dostupných stanic nejvyšší<sup>35</sup>.

## 6. Diskuze

Výzkum přináší rozšiřující poznatky s extrémními případy DTR při zahrnutí vlivu jednotlivých meteorologických prvků a povětrnostních situací v rámci České republiky. Dosud téma plošných extrémních případů DTR nebylo zpracováno, a to jak v České republice, tak ani v Evropě. Na extrémní DTR mají vliv samozřejmě i další prvky, které se přímo netýkají počasí, jak uvádí Vysoudil, (2004) (např. zeměpisná šířka, vegetační kryt nebo roční období). Ty nejvýraznější jsou ve výzkumu použity a dále hodnoceny. Metodický postup práce nebyl pro toto téma přesně definovaný. Proto byl zvolen jednak na základě individuálního postupu, který zahrnoval zejména doplňkové porovnání v rámci stanic, nebo také přiblížení advekčního a radiačního případu. V druhém případě se jednalo o předem daný postup, který byl již v jiných pracích publikován např. při výběru stanic, zpracovávání podobných meteorologických prvků nebo i povětrnostních situacích.

<sup>35</sup> Nejvyšší DTR pro tento den měla stanice Strážnice s hodnotou 25,9 °C.

Ve výzkumu se ukázalo, že obecně extrémní případy DTR se ve sledovaném období za jednotlivé roky vyskytují s určitým kolísání poměrně pravidelně. Zde záviselo podle Kopáčka a Bednáře (2005) zejména na charakteru počasí (oblačností, či výraznou advekci vzduchových hmot). Podle zprávy IPCC (2013) od konce 20. století až do počátku hodnota DTR roste, tudíž se dá říci, že extrémní hodnota DTR nastává na více stanicích, což je ve výzkumu potvrzeno na rostoucím trendu počtu případů ze stanic a také rostoucí počet dnů v daném roce.

Měsíční zastoupení extrémních případů DTR je nevyrovnané, kdy prosincové měsíce mají těchto případů nejméně, a hlavně se zde tak často tyto případy nevyskytují z důvodu převažujících případů radiačního charakteru v ostatních měsících. U lednových a únorových měsíců je zastoupení případů vyšší. I tak ale hodnoty DTR zejména na výše umístěných stanicích jsou méně ovlivněny radiačním charakterem než stanice nížinné. Což je v souladu s příspěvkem, který uvedl (Tolazs, 2007), kdy v horských polohách se často tvoří orografická oblačnost a tím je zamezen výskyt vysoké DTR. V březnových měsících zastoupení případů dominuje z důvodu častého ovlivnění právě radiačním charakterem, kdy slunce vychází vysoko nad obzor a má větší intenzitu záření (Vysoudil, 2004). V nočních hodinách je povrch intenzivně ochlazován vlivem dlouhovělného záření. Tento jev se však projevuje méně na horských stanicích z důvodu pomalejšího oteplování a většího promíchávání vzduchu, což snižuje denní maximální teploty.

V rozložení extrémních hodnot DTR pro společné případy počtu 10 a více stanic jasně dominuje začátek jara neboli závěr březnových měsíců, naopak nejnižší zastoupení mají opět prosincové měsíce, kdy dominuje spíše advekční charakter. Většina hodnot je soustředěna do rozmezí 14–18 °C DTR což je ve srovnání s celkovými průměrnými hodnotami DTR vyšší.

V případech jednotlivých stanic a jejich extrémních hodnot DTR není jasně zřetelné snižování DTR s rostoucí nadmořskou výškou, jak původně uvádějí ve svých příspěvcích Kopáček a Bednár (2005) a také Vysoudil (1981). Kdy teplotní amplituda stanic je ovlivněna právě místními tvary reliéfu (Vysoudil, 2004). Panuje velká variabilita v jednotlivých kategoriích nadmořských výšek a ve své podstatě lze říci, že od nejnižších nadmořských výšek do hranice 700 m n. m. existuje až na výjimky závislost extrémních DTR stanic na nadmořské výšce. Od vyšších poloh pak platí tvrzení Vysoudila, (2004). Zde je ještě nutné uvést specifický příklad stanice Vyšší Brod (559 m), která svoji údolní polohou a SV expozici má zcela nejvyšší hodnoty DTR

ze všech stanic. V tomto případě se jedná podle Kopáčka a Bednáře, (2005) a Petříka (1986) o noční stékání studeného vzduchu do uzavřených sníženin zejména při anticyklonálních situacích a k tomu přispívají ještě vysoká teplotní maxima.

Při pohledu synoptických situací na vliv extrémních DTR obecně převažují anticyklonální situace, a to i v zastoupení jednotlivých stanic. Při vhodných anticyklonálních situacích se více projevuje radiační charakter počasí, který má dobrý potenciál k ovlivnění většiny stanic. To je v souladu s příspěvky, které uvádí Makowski (2009) a Vysoudil, (2004), že větší zastoupení extrémní DTR má radiační charakter oproti případů advekce. Ve společných případech extrémní DTR také dominují anticyklonální typy reprezentované hlavně typem A. Tento poznatek však neplatí pro horské stanice, kde jsou cyklonální a anticyklonální situace vyrovnané. Společné případy nejčastěji nastávají v březnových měsících (95%). Dále je u společných případů je dobře vidět celkový rozdíl DTR pro jednotlivé kategorie nadmořské výšky, který se zde drží pravidla podle autorů Kopáčka a Bednáře (2005); Barry a Chorley (1998), v ohledu závislosti DTR na nadmořské výšce.

Pro anticyklonální typy převládají východní směry proudění, o kterých se dále zmiňují autoři Křivancová a Vavruška, (1997). Studený kontinentální vzduch má nejvýraznější projev v SV části Moravy, což částečně souvisí s výsledky výzkumu na moravských nížinných stanicích. Z cyklonálních typů obecně převládají západní směry, kdy podle Brádky, (1968); Křivancové a Vavrušky, (1997) převládají i v zimním období teplé advekce. Nejteplejší a zároveň nejvyšší hodnoty jsou na nížinných stanicích v Čechách. Na Moravě jsou nížinné stanice chladnější díky omezenému přístupu vzduchu a tím i transformaci vzduchových hmot. Zároveň při těchto situacích se nevytvářejí inverzní vrstvy, z tohoto důvodu mají horské stanice menší jak maximální, tak minimální teploty vzduchu a tím i výsledné DTR. Proto pro horské stanice má stejnou četnost JZ proudění, kdy dominuje zpravidla velmi teplá advekce oceánského vzduchu. Co se týče pahorkatinných stanic, z pohledu anticyklonálních typů, tak zde převládá příliv teplého vzduchu od JZ. Například oblast Šumavy a její zázemí při této situaci má vysoké pouze maximální teploty, ale naopak nízké minimální teploty, což ve výsledku představuje zajímavou situaci z hlediska DTR.

Obecný vliv slunečního svitu na DTR hojně uvádí více autorů zabývajících se touto problematikou (Karl a kol. 1987). Celkovým poměrem případů se slunečním svitem a bez něho na extrémní DTR je tato část výzkumu jedinečná a není ji s jinými výsledky možno srovnávat. Počet případů na zvolených stanicích se slunečním svitem je téměř

3x vyšší než bez slunečního svitu. U případů bez slunečního svitu je rozložení do jednotlivých měsíců poměrně vyrovnané, což ovšem neplatí u případů se slunečním svitem, kdy jasně převažují březnové měsíce. To potvrzují Kopáček a Bednář (2005) s dodatkem výrazného radiačního ochlazování v nočních hodinách a značného oteplování přes den. Rozdíl staničních hodnot DTR pak ukazuje porovnání zimních měsíců s březnovými, kdy převažuje vyšší hodnota DTR v březnových měsících s plným slunečním svitem. Horská stanice zde tvoří podle Tolazse (2007) výjimku, kdy se ve vyšších polohách tvoří orografické oblaky a zamezují tak intenzivnějšímu oteplování povrchu.

Teoretický předpoklad pro vyšší hodnoty DTR na sněhové pokrývce, který popisuje Kopáček a Bednář, (2005) a Květoň, (2001) se ve výzkumu nepotvrdil. Zřejmě z důvodu, že je zastoupen vysoký počet případů s radiačním charakterem v porovnání s advekčním charakterem, kde by jistě sněhová pokrývka měla efekt snížení minimálních teplot, zvláště pak v mrazových kotlinách. Vyšší extrémní hodnoty DTR z vybraných stanic se vyskytují v případech bez sněhové pokrývky. To může být způsobeno vlastnostmi sněhové pokrývky, která se chová v nočních hodinách jako izolant a zároveň má vysoké albedo přes den.

Při doplňujícím porovnání jednotlivých dvojic stanic je opět potvrzeno pravidlo pro vyšší hodnoty DTR na nížinných stanicích, kromě případu z pražských stanic, kde je tomu opačně. Zároveň je zřetelný a gradující rozdíl DTR s narůstajícím rozdílem nadmořských výšek. Zatímco u dvojice stanic Kašperské Hory – Churáňov je rozdíl DTR kolem 3 °C, tak u dvojice stanic Ostrava Mošnov – Lysá hora rozdíl činí přes 5 °C. „Pražská dvojice“ stanic má hodnoty DTR s ohledem na nadmořskou výšku opačný. Hlavním důvodem je stanice P. Klementinum, která je velmi specifickou stanicí zejména kvůli efektu tepelného ostrova města což uvádí i Beranová a Huth, (2003).

Z hlediska extrémních případů advekčního charakteru měl nejvýraznější vliv na extrémní DTR případ z (1. 1. 1979), což je v souladu s příspěvkem, který popisuje Květoň (2001). Kdy pro daný den se jednalo o vůbec největší advekční ochlazení od počátku měření většiny stanic. Také tou odpovídá průměrná hodnota DTR, která činila 22,7 °C z ovlivněných stanic. V druhém případě radiačního charakteru se nejvýrazněji projevil den 24. 3. 2003, kdy byly ovlivněny téměř všechny stanice intenzivním slunečním zářením. Průměrná hodnota DTR pro tento den činila 18,8 °C. Zároveň v tomto případě byly zaznamenány denní minimální teploty vzduchu v ranních hodinách pod bodem mrazu. Tento projev počasí souvisí s výroky autorů



Makowskiho, (2009); Kopáčka a Bednáře, (2005), kdy je také důležité i radiační ochlazování v nočních hodinách za jasné oblohy. Povrch tak může být vlivem dlouhovělného záření ještě více ochlazován.

Dalším možným pokračováním výzkumu by mohlo být zahrnutí dalších stanic, zejména těch, které se nacházejí v typických mrazových kotlinách při hranicích České republiky. Avšak toto rozšíření by připadalo v úvahu po dosažení stanovené délky pozorování stanic. Případným doplňkovým výzkumem by mohl být podrobný vliv inverzí na extrémní DTR, které v určitých nadmořských výškách zcela odlišně ovlivňují nejen extrémní DTR, ale i obecně teploty vzduchu a také maximální a minimální teploty.

Pro možné srovnání této práce by dále mohly být zkoumány extrémní případy DTR v rámci ostatních států Evropy za použití podobného počtu stanic s podobným zastoupením nadmořských výšek. Dobrým srovnáním by mohlo být Slovensko, které i přes svoji větší kontinentalitu má relativně podobnou zeměpisnou šířku a délku. Zároveň by se mohl použít stejný katalog povětrnostních situací, který je shodný jak pro ČR, tak pro Slovensko, což by zejména ulehčilo srovnávání výsledků z této problematiky.

## **7. Závěr**

V této práci jsem se zabýval extrémními denními amplitudami teploty vzduchu ze stanic za rozšířené zimní období v České republice v letech 1961-2007. Pro extrémně vysoké DTR je zjišťován zejména vliv jednotlivých meteorologických prvků, ale i typ synoptické situace a nadmořská výška stanic. Pro společné a vybrané případy je zjišťován advekční, či radiační charakter počasí, který má odlišný průběh změn teploty a také rozdílný počet ovlivněných stanic i v rámci nadmořské výšky.

Zpracovával jsem data ze 49 klimatologických stanic rovnoměrně umístěných po celém území ČR s různými nadmořskými výškami. Vybrány byly pouze extrémní DTR, nad 95. percentil. Pomocí metod třídění, selektivními výběry, spojování dat do stejných případů, přiřazování synoptické situace a rozčleňování dle příslušných kategorií, byla data dále zpracována do přehledných tabulek, grafů, obrázků a mapových výstupů.

Hlavními poznatky jsou převládající extrémní DTR v březnových měsících, zejména za anticyklonální situace. Dominantní západní směr proudění při cyklonálních typech situací, naopak převaha východního směru při anticyklonálních typech. Dále je až na pár výjimek potvrzeno pravidlo pro vyšší hodnoty DTR na nížinných stanicích.

Vliv delšího trvání slunečního svitu na hodnotu DTR je prokázán, zejména pak v březnu při radiačním projevu počasí, kdy průměrná hodnota DTR dosahuje 1,2 °C. Při zatažené obloze jsou naopak extrémní DTR způsobeny advekčním charakterem počasí. Sněhová pokrývka oproti očekávání snižuje extrémní DTR, větší hodnoty jsou zaznamenány u většiny stanic v případech bez sněhové pokrývky.

Nejvíce extrémní případy DTR ovlivňuje cirkulace, ať už při radiačním, tak při advekčním charakteru. Zpracovány jsou v obecném pojetí jak lokální, tak plošné případy. Podrobné zaměření je hlavně na plošné případy, které svým rozsahem ovlivňují většinu stanic. Při dané synoptické situaci je možný výskyt extrémní DTR, který představuje rychlý pokles/vzestup teplot vzduchu. Tyto situace mohou mít negativní vliv na lidský organismus nebo na vegetaci, mohou způsobit teplotní šok vedoucí k narušení fotosyntézy a tvorby krystalků ledu v pletivech rostlin.

Výsledky jsou využitelné pro předpověď počasí v tom směru, že extrémní DTR zejména na konci zimního období a z počátku jara mohou být mnohem více ovlivněny délkou trvání slunečního svitu. Zároveň za přítomnosti sněhové pokrývky nemusí tyto extrémy být tak výrazné. Do budoucna by se v krátkodobých předpovědích mohly doplňkově uvádět upozornění na extrémní denní teplotní amplitudy. Využitelnost této problematiky by mohlo vést k zpřesnění biometeorologické předpovědi, která DTR také zahrnuje.



### ***Seznam použité literatury:***

- BARRY, R. G., PERRY, A. H. (1973): Synoptic climatology. Methods and applications. Methuen, London.
- BARRY, R. G., CHORLEY R. J. (1992): Atmosphere, weather, and climate. 6th ed. New York: Routledge, ISBN 04-150-7760-5.
- BEDNÁŘ, J., ZIKMUNDA, O. (1985): Fyzika mezní vrstvy atmosféry. Academia, Praha, 245 s.
- BERANOVÁ, R. HUTH, R. (2003): Pražský tepelný ostrov za různých synoptických podmínek. Meteorologické Zprávy. 2003, 56(3).
- BRÁDKA, J., DŘEVIKOVSKÝ, A., GREGOR, Z., KOLESÁR, J. (1961): Počasí na území Čech a Moravy v typických povětrnostních situacích. Praha, HMÚ, 32 s.
- BRÁDKA, J. (1968): Typisace v meteorologii. Meteorologické Zprávy, 21, 4, 122–125.
- BRÁZDIL, R., CHROMÁ, K., DOBROVOLNÝ P., TOLASZ, R. (2009): Climate fluctuations in the Czech Republic during the period 1961-2005. International Journal of Climatology, 29(2), 223-242. DOI: 10.1002/joc.1718. ISSN 08998418
- CAHYNOVÁ, M., HUTH., R. (2007): Trendy v kalendáři povětrnostních situací HMÚ/ČHMÚ v období 1946–2002. Meteorologické zprávy, 60, č. 6, s. 175–182.
- CATTIAUX, J., et al. (2015): Projected increase in diurnal and interdiurnal variations of European summer temperatures, Geophys. Res. Lett., 42, doi:10.1002/2014GL062531.
- CULEK, M. et al. (2005): Biogeografické členění České republiky II. díl. AOPK ČR, Praha. 800 s. ISBN 8086064824
- ČERVENÝ, J. (1965): Typizace povětrnostních situací. Meteorologické Zprávy, 18, 4, 101-103.
- ČHMÚ A METEOROLOGICKÁ SLUŽBA NĚMECKÉ DEMOKRATICKÉ REPUBLIKY. (1975): Podnebí a počasí v Krušných horách. Nakladatelství technické literatury Praha, 106 s.
- DAI, A., et al. (1999): Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapor on diurnal temperature range, Journal of Climate, 12(8), 2451-2473.
- DEMEK, J. (1987): Obecná geomorfologie. Praha: Academia, 476 s.
- DEMEK, J., MACKOVČIN, P. (2006): Zeměpisný lexikon ČR. Vyd. 2. Brno: AOPK ČR, 580 s. ISBN 80-86064-99-9.
- DIVÍŠEK, J.; CULEK, M., JIROUŠEK, M. (2010): Vegetační stupně střední Evropy. Biogeografie: Multimediální výuková příručka [online]. Masarykova univerzita.
- DRAVENIECE, A., BRIEDE, A., RODINOV, V., KLAVINŠ, M. (2007): Long-term changes of snow cover in Latvia as indicator of climate change. In: Kļaviņš M (ed) Climate change in Latvia, University of Latvia Press, Riga, pp 73–86

- DRTINA, T., MOKŘÍŠOVÁ, M. (1987): Příspěvek ke studiu zimních teplot na území Prahy. Sborník ČSGS. Praha, (4), 263-271.
- DURRE, I. WALLACE, J., M. (2001): Factors Influencing the Cold-Season Diurnal Temperature Range in the United States. *Journal of Climate*. Seattle
- GERSTENGARBE, F. W., WERNER, P. C. (2010): Katalog der Großwetterlagen Europas 1881-2009 nach P. Hess und H. Brezowsky. 7. vydání, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, 138 s.
- HANZLÍK, S. (1947): Základy meteorologie a klimatologie. 2. Praha: Unie, 254 s.
- HORTON, B. (1995): Geographical distribution of changes in maximum and minimum temperatures. *Atmos. Res.*, 37, 101–117.
- CHLUPÁČ, I. et al. (2002): Geologická minulost České republiky. Vyd. 1. Praha: Academia, 2002, 436 s. ISBN 80-200-0914-0.
- ILKO, J. (1982): Zmeny extrémnych denných teplot v Bratislave v priebehu rôznych synoptických procesov. *Meteorologické zprávy*, 35, 2, 42–45.
- JAAGUS, J. (1997): The impact of climate change on the snow cover pattern in Estonia. *Climate Change* 36:65–77
- JAAGUS, J. et al. (2014): Variability and trends in daily minimum and maximum temperatures and in the diurnal temperature range in Lithuania, Latvia and Estonia in 1951–2010. *Theoretical and Applied Climatology* [online]., 118(1-2), 57-68 [cit. 2017-11-20]. DOI: 10.1007/s00704-013-1041-7. ISSN 0177 - 798x.
- JAMES, P. M. (2007): An objective classification method for Hess and Brezowsky Grosswetterlagen over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 88(1-2), s. 17-42.
- JŮZA, P. (2016): Prostorová proměnlivost maximální a minimální teploty vzduchu v nižších polohách Ústeckého kraje. *Meteorologické Zprávy*. 2016, 69(2).
- KARL, T. R., et al. (1984): Decreasing Diurnal Temperature-Range in the United-States and Canada from 1941 through 1980, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(11), 1489-1504.
- KARL, T. R., JONES, P. D et al. (1993): A new perspective of the recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bull Am Meteorol Soc* 74:1007–1023
- KOPÁČEK, J. BEDNÁŘ, J. (2005): Jak vzniká počasí. Praha: Karolinum, 286 s. ISBN 80-246-1002-7.
- KOZÁK J., NĚMEČEK J., BORŮVKA L., LÉROVÁ Z., NĚMEČEK K. (2009): Atlas půd České republiky. MZeČR ve spolupráci s ČZU. 1-149.
- KŘIVANCOVÁ, S., VAVRUŠKA, F. (1997): Základní meteorologické prvky v jednotlivých povětrnostních situacích na území České republiky v období 1961–1990. Národní klimatický program České republiky, sv. 27, Český hydrometeorologický ústav, Praha.

- KVĚTOŇ, V. (2001): Normály teploty vzduchu na území České republiky v období 1961–1990 a vybrané teplotní charakteristiky období 1961–2000. Národní klimatický program České republiky, sv. 30, Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- LUND, I. A. (1963): Map-pattern classification by statistical methods. *Journal of applied meteorology*, 2, 1, 56–65.
- MAKOWSKI, K., WILD, M., OHMURA, A. (2008): Diurnal temperature range over Europe between 1950 and 2005, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(21), 6483–6498.
- MAKOWSKI, K., JAEGER, E. B. et al. (2009): On the relationship between diurnal temperature range and surface solar radiation in Europe, *J. Geophys. Res.*, 114, D00D07, doi:10.1029/2008JD011104.
- NĚMEC, J., HLADNÝ, J. et al. (2006): Voda v České republice. Praha: Consult, 2006. Příroda v České republice. ISBN 80-903482-1-1.
- PRACH, K., ŠTECH, M., ŘÍHA, P. (2009): Ekologie a rozšíření biotů na Zemi. Praha: Scientia, Biologie dnes. ISBN 978-80-86960-46-3.
- PETRIK, M., et al. (1986): Lesnícka bioklimatológia. *Příroda*, Bratislava, 346 s.
- RAZUVAEV, R. N., APASOVA, E. G., MARTUGANOV, R. A. (1995): Variations in the diurnal temperature range in the European region of the former USSR during the cold season. *Atmos. Res.*, 37, 45–51.
- ROTH, G. D. (2000): Encyklopedie počasí: jak porozumět počasí a meteorologickým předpovědím. Praha: Knižní klub, ISBN 80-242-0228-X.
- SHEN, X., et al. (2014): Spatiotemporal change of diurnal temperature range and its relationship with sunshine duration and precipitation in China, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 13,163–13,179, doi:10.1002/ 2014JD022326.
- SOBÍŠEK, B. et al. (1993): Meteorologický slovník výkladový a terminologický. Praha, MŽP ČR: Academia, 594 s.
- STOCKER, T., et al. (2014): IPCC. Climate change 2013: Observations: Atmosphere and Surface. New York: Cambridge University Press, ISBN 978-1-107-66182-0.
- STONE, D. A., WEAVER, A. J. (2002): Daily maximum and minimum temperature trends in a climate model. *Geophys Res Lett* 29(1356). doi:10.1029/ 2001GL014556
- STRYHAL, J., HUTH, R. (2016): Klasifikace atmosférické cirkulace. *Geografie*, 121, 2, 300–323.
- TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. 1. vyd. Praha; Olomouc: Český hydrometeorologický ústav. 255 s. ISBN 978-80-244-1626-7.
- TOLASZ, R. (2014): Počasí v České republice v roce 2013. *Meteorologické Zprávy*. 2014, 67(1).
- VANÍČEK, K., et al. (1994): Popis pole globálního záření na území České republiky v období 1984-1993. Národní klimatický program ČR, sv. 15. Praha: ČHMÚ. 84 s.

VOSE, R. S., et al. (2005): Maximum and minimum temperature trends for the globe: an update through 2004. *Geophys Res Lett* 32(L23822). doi:10.1029/2005GL024379

VYSOUDIL, M. (2004): *Meteorologie a klimatologie*. Olomouc: Univerzita Palackého v Olomouci, 281 s. ISBN 80-244-0875-9.

VYSOUDIL, M. (1981): Vliv reliéfu Rosicko-Oslavanska na čas výskytu a úroveň maximálních teplot. *Sborník ČSGS*, roč. 1981, č. 2, sv. 86, s. 87–98.

WILD, M., OHMURA, A., MAKOWSKI, K. (2007): Impact of global dimming and brightening on global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L04702.

WILD, M. (2009): Global dimming and brightening: A review, *J. Geophys. Res.*, 114, D00D16, doi:10.1029/2008JD011470.

WILD, M. (2015): Decadal changes in radiative fluxes at land and ocean surfaces and their relevance for global warming, *WIREs Clim Change*, doi: 10.1002/wcc.372

### ***Seznam internetových zdrojů:***

ARCDATA PRAHA: *ArcČR® 500*. ARCDATA PRAHA [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <https://www.arcdata.cz/produkty/geograficka-data/arccr-500>

ČHMÚ (a): Základní meteorologická terminologie. [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/predpovedi/predpovedi-pocasi/ceska-republika/meteorologicka-terminologie>

ČHMÚ (b): Mapy meteorologických stanic. [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: [http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/OS/stanice/ShowStations\\_CZ.html](http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/poboc/OS/stanice/ShowStations_CZ.html)

ČHMÚ (c): Typizace povětrnostních situací. [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/typizace-povevtrnostnich-situaci>

ČHMÚ (d) Historická denní data [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://portal.chmi.cz/historicka-data/pocasi/denni-data>

GEOPORTÁL ČÚZK (a): *Prohlížeč služba WMS – ZM 50*. [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: [http://geoportal.cuzk.cz/WMS\\_ZM50\\_PUB/WMSService.aspx](http://geoportal.cuzk.cz/WMS_ZM50_PUB/WMSService.aspx)

GEOPORTÁL ČÚZK (b): *Digitální model reliéfu České republiky 5. generace (DMR 5G)* [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://ags.cuzk.cz/arcgis2/services/dmr5g/ImageServer/WMSServer>

INFOMET (2015): HANDŽÁK, Š. Denní amplituda teploty vzduchu. [online]. 2015 [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://www.infomet.cz/index.php?id=read&idd=1446553330>

METEOROLOGICKÝ SLOVNÍK VÝKLADOVÝ A TERMINOLOGICKÝ: (*ČMeS*) [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://slovník.cmes.cz/>

*Wetter3.de*: Archiv výškových a přízemních synoptických map. [online]. [cit. 2018-04-04]. Dostupné z: <http://www1.wetter3.de/animation.html>

Pozn.: zdrojem ostatních dat ze stanic je ČHMÚ, (zakoupeno katedrou Fyzické geografie a geokologie univerzity Karlovy v roce 2014).

### ***Seznam tabulek:***

Tabulka 1. Rozhodující kritérium pro výběr porovnání 2 stanic

Tabulka 2. Zvolené kategorie pro sluneční svit

Tabulka 3. Souhrn vybraných stanic řazený vzestupně dle nadmořské výšky a jejich maximální hodnota DTR, datum výskytu a příslušná synoptická situace

Tabulka 4. Četnost anticyklonálních a cyklonálních situací při extrémních případech DTR pro kategorie nadmořské výšky

Tabulka 5. Typ synoptické situace společných případů vyskytující se na nížinných, pahorkatinných a horských stanicích

Tabulka 6. Velikost DTR společných případů pro kategorie nadmořské výšky

Tabulka 7. (vlevo) Zařazení typů anticyklonálních situací extrémních případů DTR k převládajícím směrům proudění

Tabulka 8. (vpravo) Zařazení typů cyklonálních situací extrémních případů DTR k převládajícím směrům proudění

Tabulka 9. Četnosti dle anticyklonálního a cyklonálního charakteru v kategorii trvání SSVIT(u) [0–0,9h]

Tabulka 10. Četnosti dle anticyklonálního a cyklonálního charakteru v kategorii trvání SSVIT(u) [8 h a více]

Tabulka 11. Srovnání průměrných maximálních a minimálních teplot na sněhové pokrývce a na holém povrchu za stanici Přebyslav a Husinec

### ***Seznam grafů:***

Graf 1. Porovnání zastoupení extrémních. hodnot DTR za celé období v rámci počtu případů ze stanic a počtu dní

Graf 2. Soubor grafů znázorňující počet případů a zastoupení průměrných DTR v daných měsících

Graf 3 Relativní zastoupení výskytu extrémních hodnot DTR na stanicích za jednotlivé měsíce

Graf 4. Rozložení průměrné hodnoty DTR všech případů v rámci dnů

Graf 5. Rozložení průměrné hodnoty DTR případů s výskytem na 10 stanicích a více v rámci dnů

Graf 6. Krabicový graf extrémních hodnot DTR pro jednotlivé stanice řazený vzestupně dle nadmořské. výšky

Graf 7. Počet případů extrémních DTR bez slunečního svitu

Graf 8. Počet případů extrémních DTR se slunečním svitem

Graf 9. Relativní zastoupení případů SSVIT(u) jednotlivých stanic dle kategorií.

Graf 10. Rozdíl hodnot DTR jednotlivých stanic mezi kategoriemi SSVIT(u) v zimních měsících (tj. prosinec, leden, únor)

Graf 11. Rozdíl hodnot DTR jednotlivých stanic mezi kategoriemi SSVIT(u) v březnových měsících

Graf 12. Relativní zastoupení případů extrémních DTR ze stanic v závislosti na přítomnosti, či nepřítomnosti sněhové pokrývky.

Graf 13. Rozdíl hodnot DTR stanic v závislosti na přítomnosti, či nepřítomnosti sněhové pokrývky.

Graf 14. Porovnání absolutních četností extrémních DTR v jednotlivých měsících za dané dvojice stanic

Graf 15. Porovnání krabicových grafů v extrémních případech DTR za příslušné skupiny stanic

Graf 16. Denní chod teplot pro vybrané stanice

### ***Seznam obrázků:***

Obrázek 1 Schematické znázornění denní amplitudy teploty vzduchu

Obrázek 2. Průměrná měsíční amplituda teploty vzduchu za zimní období + březen

Obrázek 3. Průměrná měsíční amplituda teploty vzduchu za měsíc červenec

Obrázek 4. Vojejkův zákon – vyjadřující závislost mezi georeliéfem a teplotní amplitudou

Obrázek 5. Znázornění tvorby jezer studeného vzduchu

Obrázek 6. Schématický průběh teploty s výškou při a) přízemní b) výškové inverzi

Obrázek 7. Globální vliv rozjasnění a stmívání v závislosti na naměřených anomáliích globální teploty vzduchu ve 2 m za 20. století

Obrázek 8. Globální rozjasnění a stmívání v závislosti na ročním průměrném slunečním záření ( $W \cdot m^{-2}$ ) ze stanice Postupim (Německo) za období 1937-2014

Obrázek 9. Lineární trendy a anomálie maximální, minimální teploty a DTR v Čínské lidové republice za období 1962-2010

Obrázek 10. Nejfrekventovanější synoptické situace v kalendáři povětrnostních typů dle J. Brádky (zimní měsíce + březen)

Obrázek 11. Soubor větrných růžic převládajících směrů proudění pro všechny stanice a za jednotlivé kategorie nadmořské výšky

### ***Seznam map:***

Mapa 1. Topografie a poloha stanic v ČR

Mapa 2. Rozložení druhé nejčastější synoptické situace dle katalogu povětrnostních situací podle J. Brádky

Mapa 3. Hodnoty DTR za 31. 12. 1978 vlivem studené advekce

Mapa 4. Hodnoty DTR za 1. 1. 1979 vlivem studené advekce

Mapa 5. Hodnoty DTR za 24. 3. 2003 vlivem radiačního působení

### ***Seznam příloh:***

Příloha 1. Popis vybraných synoptických typů

Příloha 2. Porovnání DTR na jednotlivých typech synoptických situací rozdělených dle kategorie nadmořské výšky

### **Příloha 1. Popis vybraných synoptických typů**

**A (anticyklona nad střední Evropou)** – ve většině případů se stacionární střed anticyklóny udržuje nad střední Evropou, severně od 50. rovnoběžky. Někdy se z této oblasti přesouvá v průběhu období k jihu. Anticyklonální situace nad střední Evropou se nejčastěji vyskytuje na podzim a v zimě. V listopadu však celkový počet případů prudce klesá. Na léto připadá minimum, ovšem zastoupení v jednotlivých měsících tohoto ročního období je dost vyrovnané.

**Ap2 (putující anticyklona 2. typu)** – typy Ap obecně jsou tvořeny anticyklónami, vyjádřenými pouze v přízemním tlakovém poli, které se pohybují ve směru řídicího proudění přes střední Evropu. Jsou to uzavírající anticyklóny situací jihozápadních, západních a severozápadních a podružná jádra vysokého tlaku vzniklá oddělením od stacionárních anticyklón nad Azorami a nad Grónskem. Z těchto důvodů je délka trvání situace v poměru k ostatním situacím malá, v průměru 2 dny. Dráha této skupiny probíhá po 50. rovnoběžce z jižní Anglie přes naše území na Ukrajinu. Četnost během roku má výrazný chod s maximem v přechodných ročních dobách a s minimem v létě a v zimě.

**B (brázda nízkého tlaku nad střední Evropou)** - Řídící cyklóna se nachází v oblasti západní Skandinávie, Norského a Severního moře. Z cyklóny vychází brázda, která zasahuje až nad Středozemní moře. Poloha anticyklóny je nad Atlantským oceánem a evropskou částí SSSR. Atlantická frontální zóna, která směřuje nad Biskajský záliv, se v západní Evropě rozpadá. Tato fronta podporuje příliv studeného vzduchu od severozápadu do západního středomoří. Tato situace se nejčastěji vyskytuje v dubnu, květnu, v říjnu až prosinci, nejméně v srpnu.

**Ea (V anticyklonální situace)** – tlaková výše zasahuje ze severu a severovýchodu do střední Evropy a tím je zde dán ráz počasí. V studené roční době je ve střední Evropě

studený pevninský vzduch s velmi nízkými teplotami, v létě převládá malá oblačnost a studená advekce od východu až severovýchodu je do značné míry kompenzovaná prohříváním. Příliv studeného vzduchu může též přicházet po etapách a je provázen přechodem podružných studených front od východu. Situace Ea se vyskytuje nejčastěji na začátku jara a uprostřed zimy, nejméně uprostřed léta.

**NEa (SV anticyklonální situace)** – poloha přízemní i výškové anticyklóny se nachází v oblasti jižní Skandinávie, Norského moře a Skotska s výběžkem do střední Evropy. Střední Evropa je během celého období pod vlivem výběžku vysokého tlaku vzduchu, jen v některých případech zasahuje slabě cyklonální činnost z východní a jihovýchodní Evropy na východní Slovensko. V studené roční době proudí na naše území pevninský arktický vzduch. Situace NEa se vyskytují nejčastěji na jaře a na začátku léta, nejmenší výskyt mají na konci zimy a na konci podzimu.

**SEa (JV anticyklonální situace)** – je tvořena mohutnou řídicí anticyklónou v prostoru V Evropy a Skandinávie. Kolem řídicí anticyklóny nad pevninou proudí studený vzduch od severu přes Ukrajinu na Balkán a odtud k severozápadu na naše území. Obě skupiny situací se vyskytují stejně často a takřka výlučně v přechodnou roční dobu a v zimě.

**SWa (JZ anticyklonální situace)** – ve výšce vysunutý hřeben vysokého tlaku přes Španělsko do střední Evropy je od brázdy nízkého tlaku ve vyšších hladinách nad východním Atlantikem oddělen frontální zónou. Frontální poruchy spojené s touto zónou zasahují střední Evropu jen někdy svými jižními konci. Ve střední Evropě trvá anticyklonální ráz počasí při jihozápadním proudění. Situace SWa se nejčastěji vyskytuje koncem podzimu a v první polovině zimy, kdy všeobecně převládá zonální ráz cirkulace a při zemi prochlazená pevnina podporuje tvoření anticyklón.

**Wc (Z cyklonální situace)** – řídicími tlakovými útvary jsou studená cyklóna v oblasti Islandu a teplá anticyklóna mezi Azorskými ostrovy a Španělskem. Jednotlivé fronty postupující od západu do vnitrozemí a zasahují aktivně i naše území. Vyskytuje po celý rok, nejčastěji v zimě a v létě.

**Poznámka:** popsány jsou typy, které ve všech specifických případech dosahují zastoupení alespoň 4 % z celkových případů. Podrobný popis je uveden v (ČHMÚ), zjednodušený popis s grafy měsíčních relativních četností jednotlivých typů uvádí (Tolasz, 2007).

*Zdroj: převzato z ČHMÚ (2018) (zkráceno)*



**Příloha 2. Porovnání DTR na jednotlivých typech synoptických situací  
rozdělených dle kategorie nadmořské výšky**

Synop. typ	Průměr DTR Všechny st	Průměr DTR Nížinné st.	rozdíl	Průměr DTR Pahorkatinné st.	rozdíl	Průměr DTR Horské st.	rozdíl
<b>A</b>	15,1	16,3	1,2	15,4	0,3	12,8	-2,4
<b>Ap<sub>1</sub></b>	14,6	14,7	0,0	14,7	0,1	13,4	-1,2
<b>Ap<sub>2</sub></b>	14,6	15,7	1,1	14,6	-0,1	12,9	-1,8
<b>Ap<sub>3</sub></b>	14,8	15,7	0,9	14,8	0,0	12,5	-2,3
<b>Ap<sub>4</sub></b>	14,5	15,3	0,8	14,4	0,0	12,5	-1,9
<b>B</b>	14,2	15,6	1,4	14,1	-0,1	11,9	-2,3
<b>Bp</b>	14,0	15,6	1,6	12,7	-1,2	11,7	-2,3
<b>Ea</b>	14,5	15,5	1,0	13,9	-0,6	12,5	-2,0
<b>Ec</b>	13,6	15,2	1,6	14,0	0,3	11,6	-2,0
<b>Nc</b>	14,2	15,4	1,3	13,9	-0,3	11,7	-2,5
<b>NEa</b>	14,4	15,5	1,0	14,0	-0,4	12,3	-2,1
<b>NEc</b>	14,3	15,5	1,3	14,6	0,3	12,3	-2,0
<b>NWa</b>	14,5	15,7	1,2	14,8	0,3	12,1	-2,4
<b>NWc</b>	14,3	15,5	1,2	13,9	-0,4	12,0	-2,4
<b>Sa</b>	15,0	15,9	0,9	15,4	0,3	12,8	-2,2
<b>SEa</b>	14,6	15,8	1,2	14,4	-0,2	13,1	-1,6
<b>SEc</b>	13,8	15,3	1,5	13,3	-0,6	12,9	-0,9
<b>SWa</b>	14,8	15,4	0,6	15,4	0,5	12,4	-2,4
<b>SWc<sub>1</sub></b>	14,8	15,6	0,9	15,4	0,6	12,7	-2,0
<b>SWc<sub>2</sub></b>	14,3	14,8	0,6	14,5	0,2	12,0	-2,2
<b>SWc<sub>3</sub></b>	15,1	16,1	1,0	14,4	-0,7	12,9	-2,2
<b>Vfz</b>	14,1	16,1	2,0	14,2	0,1	12,6	-1,6
<b>Wa</b>	14,6	15,0	0,4	14,5	-0,1	12,9	-1,7
<b>Wc</b>	14,1	15,0	0,8	13,9	-0,2	12,1	-2,0
<b>Wcs</b>	14,1	14,9	0,9	13,7	-0,3	11,6	-2,5
<b>Celkový průměr</b>	<b>14,5</b>	<b>15,6</b>	<b>1,1</b>	<b>14,4</b>	<b>-0,1</b>	<b>12,5</b>	<b>-2,0</b>

*Pozn.: rozdíl DTR pro jednotlivé kategorie je vztažen k průměru DTR hodnot pro všechny stanice.  
Uváděné hodnoty jsou ve °C.*